

BERNARD BOUSQUET

LA GRECE OCCIDENTALE

Interprétation géomorphologique

de l'Épire, de l'Acarnanie et des îles ioniennes

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE PARIS IV

— LE 16 FEVRIER 1974 —

ATELIER

REPRODUCTION DES THESES

UNIVERSITE LILLE III

LILLE

DIFFUSION

LIBRAIRIE HONORE CHAMPION

7, QUAI MALAQUAIS

PARIS

1976

COMPOSITION DU JURY

M.J. DEMANGEOT, *Président,*

M. P. BIROT, *Rapporteur,*

M. J. AUBOUIN, *Professeur à Paris VI,*

M.P. ROGNON, *Professeur à Paris IV.*

BERNARD BOUSQUET

LA GRECE OCCIDENTALE

Interprétation géomorphologique
de l'Épire, de l'Acarnanie et des îles ioniennes

THESE PRESENTEE DEVANT L'UNIVERSITE DE PARIS IV

— LE 16 FEVRIER 1974 —

ATELIER
REPRODUCTION DES THESES
UNIVERSITE LILLE III
LILLE

DIFFUSION
LIBRAIRIE HONORE CHAMPION
7, QUAI MALAQUAIS
PARIS

1976



La loi du 11 mars n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants-droit ou ayants-cause, est illicite» (alinéa 1^{er} de l'article 40). Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal.

ISBN 2-252-01690-6

© Bernard BOUSQUET, 1976

Avant-propos

J'évoque, dans ces pages, des paysages envahis par le silence des altitudes. Ils se dressent, soudain, au moment où s'esquisse ce mouvement de reflux qu'entraîne la rédaction de toute dernière page. Ils se découvrent, alors qu'on les croyait tenus, et s'éloignent pour être à nouveau en tête à tête avec le vent de passage et la mer sans destin. Ils retrouvent cette allure pleine de retenue si parfaitement juste qu'au début mon ignorance l'avait fait passer pour une fin de non-recevoir qui arrête et repousse toute connivence. Pourtant, d'ici, sous un ciel rayé de grains, au bord d'une mer à gros temps et à fortes lames, leur souvenir revient et curieusement les rapproche de ce paysage de déluge. Par deux fois, avant, en effet, ces montagnes ont été le témoin de mes premiers pas, ceux de l'enfant, au parvis du temple d'Apollon à Delphes et ceux de l'étudiant, à nouveau au pied du Parnasse, avec M. le Professeur Pierre Birot. Aussi, quand au lendemain de l'Agrégation, il me proposa d'étudier la Grèce occidentale, ai-je accepté tout de suite.

De 1965 à 1972, j'ai parcouru l'Epire, l'Arcanie et les îles, établissant des bivouacs là où la nuit me trouvait, poursuivant à pied, en mule et en voiture ce qui faisait peu à peu de ces panoramas des montagnes percutees d'énergie et des paysages lentement aménagés par la neige, le gel, les trombes d'eau et les végétations successives.

Au cours de cette longue investigation, ma femme m'a accompagné. Point n'est besoin de dire ce que je dois à son aide, son énergie, son enthousiasme et son soutien au cours de ces années. Nous le savons désormais l'un et l'autre. Je n'ignore pas non plus ce que je dois à mes parents et à mes beaux-parents ainsi qu'aux haltes à Turin, pour l'aide et l'affection manifestées sans relâche pendant ces années. Ma dette est sans limite.

De même au terme de ce travail, il m'est agréable de faire part

de ma gratitude à M. le Professeur Pierre Birot, qui a su prendre sur son temps pour venir en Acarnanie et en Epire et pour me recevoir au cours de ces années. Je lui dois une très vive reconnaissance dont je le prie d'agréer ici la déférente expression.

Aux amis, P.Y. Péchoux, L. Faugères, J.P. Charre, compagnons de travail dont les recherches sur le Parnasse, la Macédoine et le Pinde visités avec eux m'ont beaucoup apporté, j'exprime ma profonde amitié.

Avec Pierre Cabanes qui mène des recherches historiques sur l'Epire, j'ai parcouru les confins épirotes sous la surveillance d'un officier grec et partagé le goût du retour au passé, du royaume de Pyrrhus, refaisant à pied les voies de pénétration entre l'Illyrie et l'Epire. Il sait l'amitié qui nous lie désormais.

Je n'aurai garde d'oublier G. Le Mansec, D. Sellier et Y. Guet, étudiants de Nantes et compagnons de terrain qui sont venus s'initier aux paysages de la Méditerranée en Epire de l'Ouest, en Acarnanie et à Corfou. Je leur prie d'agréer l'expression de mes sentiments reconnaissants et amicaux, me souvenant de leur aide et de leur encouragement.

Enfin je dois beaucoup à M. le Professeur Jacques Mercier, qui m'a accueilli avec tant de générosité et une constante bienveillance au sein de son équipe. Je lui présente ma très vive reconnaissance.

A Bertrand Kéraudren, je dois beaucoup aussi et je lui en suis très reconnaissant.

Mon travail a bénéficié de nombreux concours. Je remercie en particulier les Membres de la commission du C.N.R.S. pour les nombreuses missions octroyées entre 1965 et 1971. Je leur dis toute ma gratitude pour l'aide et la confiance ainsi accordées et manifestées.

Mes remerciements s'adressent aussi à M. le Professeur F. Ottmann qui m'a ouvert son laboratoire de Sédimentologie marine à Nantes. Je n'oublie pas l'aide apportée par M. le Professeur Margerel qui a bien voulu examiner divers échantillons. Je reconnais la solide amitié qui me lie désormais à Lucien Barbaroux, maître-assistant de Géologie, qui a identifié les divers minéraux argileux et m'a initié à leur étude et interprétation.

Je suis très reconnaissant à Madame Denêfle du Laboratoire de Géographie physique de Paris qui par deux fois a procédé à la recherche vaine, hélas, de pollens fantômes dans les sols anciens de l'Epire-Acarnanie.

Enfin ma reconnaissance va aussi à M. le Professeur J. Gras et à tous les enseignants de l'U.E.R. de Géographie de Nantes dont l'accueil bienveillant et amical, dont la camaraderie quotidienne ont contribué à me rendre plus légers les mois d'hiver. Je les en remercie très chaleureusement.

Je pense aussi à tous ceux qui, de près ou de loin, en France ou en Grèce, en particulier les bergers et les villageois, qui par leur accueil et leur hospitalité nous ont rendu agréables les journées de travail menées dans la poussière, les mauvaises routes et l'éloignement.

Parc ar meen, le 20 août 1973.

RESUME

LA GRECE OCCIDENTALE. INTERPRETATION GEOMORPHOLOGIQUE DE L'EPIRE de l'ACARNANIE et des ILES IONIENNES

La Grèce Occidentale peut être définie comme une chaîne de montagnes, plissées, faillée et située au bord d'un littoral parsemé d'îles et aux grandes profondeurs immédiates, et comme une montagne méditerranéenne, calcaire et traversée par des fleuves aux vallées mal calibrées. Ainsi sont énumérés les principaux caractères du relief et du modelé, de même que les différents problèmes géomorphologiques que pose cette contrée des Hellénides, définie jusqu'à présent du seul point de vue géologique.

D'une part, l'expression chaîne plissée et faillée signifie que les formes structurales dérivent d'un plissement qui résulte de plusieurs crises orogéniques et que recourent les accidents tectoniques. Il s'agit en particulier de savoir si ces derniers sont contemporains des compressions successives ou si certains d'entre eux sont plus tardifs et témoins alors d'une distension qui appartient à une néo-tectonique. Il s'agit aussi de savoir quelle est la nature de la topographie sommitale du relief qu'ils dénivellent, et qui est sans contester une topographie d'érosion. Enfin, il s'agit de comprendre comment le domaine côtier s'est constitué et quelles ont été ses limites.

D'autre part, l'expression montagne méditerranéenne calcaire aux vallées mal calibrées signifie que les systèmes morphogénétiques successifs ont été sous la dépendance des variations climatiques qui ont affecté les régions de la Méditerranée septentrionale. Il s'agit en particulier d'interpréter les séries corrélatives et les formations superficielles observées au pied des grands versants ou situées dans le modelé karstique. De même il s'agit de savoir en quoi les aspects variés du karst dépendent de l'instabilité tectonique et des systèmes morphogénétiques successifs. Quelles sont aussi les relations de ce modelé avec l'élaboration des vallées et du réseau hydrographique, d'une façon plus large avec les différents bassins-versants.

Chaîne plissée, faillée, au bord d'une mer :

La mise en place du relief, la topographie sommitale et le domaine côtier.

Les différents travaux géologiques qui ont précédé notre travail, nous ont appris que le plissement a débuté au Burdigalien supérieur et qu'il s'est poursuivi au cours du Néogène, voire même au delà du Calabrien.

Nous nous sommes efforcés de comprendre par rapport à cette évolution orogénique que nous avons précisée et même complétée, la répartition de trois formations qui apparaissaient être en relation avec les crises post-orogéniques, comme on peut également démontrer que la répartition des flyschs et des molasses pré-orogéniques sont en relation avec des crises tectoniques

paléogènes. Ainsi les brèches de Trias, le Pliocène continental et marin et les séries détritiques dites mio-pliocènes, en particulier celles du golfe d'Ambracie, contribuent à prouver l'existence d'une topographie d'érosion sommitale et servent à comprendre l'évolution morphologique du Néogène et la constitution du domaine côtier.

- Les brèches du Trias ont été mises en place à la fin du Miocène et elles s'étalent sur une topographie d'érosion antérieure, grâce au mécanisme de la nappe d'extrusion d'origine diapirique, processus que nous avons proposé étant donné l'absence d'explication relative à leur mise en place. Le résultat morphologique est la constitution d'un bourrelet central bordé de sillons marginaux qui comblent uniquement des sédiments plio-quaternaires. Ces bandes de broyage recoupent la direction dinarique orogénique et jalonnent des accidents tectoniques de dimension régionale. En outre, caractérisées par un calcaire intensément broyé, elles sont le support d'un modelé karstique et d'une évolution morphologique tels qu'on peut les individualiser au sein de la Grèce occidentale par un mot grec "Xéroméros", pays sec, qui sert à désigner celui d'Acarnanie, le plus grand d'entre eux.

- La répartition du Pliocène continental et marin est liée comme nous le montrons à une instabilité syn-sédimentaire telle que les sédiments datent du Pliocène inférieur à l'Est, alors qu'ils s'élèvent jusqu'au Pliocène supérieur à l'Ouest, voire jusqu'au Calabrien dans certaines îles ioniennes. Il apparaît ainsi que cette instabilité est en liaison avec des phénomènes d'origine halocinétique, puisque les sédiments pliocènes atténuent les principaux sillons marginaux des xéroméros de Grèce occidentale.

La crise fini-miocène -infra-pliocène qui se poursuit en fait tout au long du Pliocène est donc capitale du point de vue de la morphologie puisqu'elle entraîne un compartimentage du relief, qu'elle multiplie les niveaux de base locaux intra-montagnards et qu'elle provoque l'apparition de cuvettes lacustres présentes jusqu'au Villafranchien inclus comme nous le montrons.

- La sédimentation détritico mio-pliocène du golfe d'Ambracie est une série détritico qui se rapporte à une période d'érosion dont les phases principales d'activité se situent au cours du Néogène. L'ambiance climatique d'abord sèche, puis plus humide, si on tient compte des caractéristiques sédimentologiques du matériel, favorise l'élaboration de topographies planes. Ces dernières se situent chaque fois autour des cuvettes lacustres plio-villafranchiennes et démontrent ainsi qu'elle sont en partie d'origine morpho-climatique, en partie d'origine karstique.

Ainsi ces trois formations lithologiques ou sédimentaires sont, fait qui n'avait pas été démontré en Grèce occidentale, en relation avec ces phases d'instabilité post-orogéniques. Ces dernières sont encore des phases de compression. Elles sont en effet successivement responsables de l'extrusion des brèches de Trias (Miocène terminal, Pontien-), de la reprise des chevauchements au cours du Pliocène en Epire, en Acarnanie et à Corfou, de la déformation des sédiments plio-calabriens dans le domaine côtier et même du recouvrement de formations continentales quaternaires (Riss) dans le domai-

ne des îles. La phase orogénique se poursuit donc au cours du Quaternaire. La phase épeirogénique plus tardive est postérieure à ces épisodes. Elle entraîne en particulier la tectonisation du relief et l'apparition des versants à débris, plus tôt à l'Est qu'à l'Ouest. Active toujours, elle est responsable de déformations à l'intérieur de dépôts continentaux récents (Würm). La mise en place du relief en Grèce occidentale est le résultat de mécanismes parfois originaux, surtout permanents depuis l'orogénèse.

Le modèle néogène est ainsi peu différencié : d'une part, en raison du type des déformations souvent plus gauches que cassantes et, d'autre part, en raison des processus morpho-climatiques qui relèvent d'un climat sec, en particulier au cours du Miocène terminal et du Pliocène. Si on tient compte des caractéristiques sédimentologiques du matériel et des pollens (Lauracées et Pins d'Alep). On peut, cependant, conclure à la présence d'un modèle d'érosion qui est responsable de la lourde topographie du sommet des monts (topographie sommitale). Elle a entraîné l'ablation des flyschs et des séries calcaires supérieures. Son élaboration imparfaite, puisqu'en raison des processus d'érosion, le modèle aurait dû tendre à l'élaboration de surfaces planes de type pédimantaire qu'on n'observe guère, tend à montrer la réalité de l'instabilité orogénique au cours du Néogène. On peut, ainsi conclure à son gauchissement progressif, au cours du Plio-villafranchien pour le continent et au cours du plio-calabrien pour le domaine côtier. En même temps, on peut démontrer que les formes structurales de plissement sont en quelque sorte postérieures à l'édification de ce modèle. Les déformations gauches sont de seconde génération.

Cette topographie déformée a été par la suite fragmentée par la tectonique cassante du Quaternaire. Celle-ci reste toutefois compressive jusqu'au Quaternaire récent dans les îles, alors qu'elle est de détente à partir du Quaternaire moyen (Mindel) sur le continent. Ici, cependant, des phénomènes halocinétiques tardifs peuvent simuler une néo-tectonique de détente alors que la compression se poursuit. Cette convergence d'effets explique l'apparition générale des versants à débris, à travers la Grèce occidentale, bien que ces derniers soient caractéristiques de l'épeirogénie et non de l'orogénie.

Le domaine côtier s'est élaboré au cours du Néogène et il s'est différencié au cours du Quaternaire de telle sorte que les îles peuvent être définies comme des morceaux de précontinent émergés depuis peu. Il s'organise de part et d'autre d'un chenal central déterminé par des accidents tectoniques souples d'origine halocinétique. Il est caractérisé du point de vue de la morphologie littorale par des fausses falaises d'origine tectonique le long des côtes occidentales et par des falaises dans les affleurements à faible cohésion sur les rivages orientaux de submersion. Ce chenal est en voie de comblement face aux deltas des grands fleuves logés dans des sillons marginaux de diapir (Achéloos et Kalamas). De même, les façades occidentales des îles s'alignent sur des accidents tectoniques cassants alors que leurs façades orientales sont des côtes de submersion. Céphalonie et Corfou ont conservé des témoins disloqués d'anciens rivages d'un Quaternaire relativement récent.

Chaîne méditerranéenne calcaire aux vallées mal calibrées :

Les versants à débris et leurs séries corrélatives,
le karst et le réseau hydrographique.

Nous nous sommes efforcés de distinguer plusieurs types de versants à partir de leurs caractéristiques de telle sorte qu'ils aient une signification morphologique et chronologique pour les régions méditerranéennes septentrionales.

En dehors des versants structuraux, nous avons distingué trois types principaux :

- les versants escarpés à facettes et de plis-horst. Ils sont d'origine tectonique, déterminés par des rejeux récents quaternaires. Ils se situent le plus souvent le long de la marge occidentale du domaine côtier.
- les versants escarpés à parois. Ils sont aussi d'origine tectonique. Des pentes régulières et des abrupts y alternent ou se juxtaposent le long du profil. On peut observer à leur base trois séries détritiques :
 - . des talus grossiers, indurés, karstifiés et démantelés par des reprises d'érosion ou des rejeux tectoniques.
 - . des séries argilo-caillouteuses.
 - . des talus d'éboulis en vrac ou lités.

Ce type de versant se localise à la périphérie des plis.

- les versants convexes. A leur pied les formations argilo-caillouteuses sont fréquentes alors que les rejeux tectoniques sont rares. Ils se localisent essentiellement dans la partie orientale du domaine continental.

Au sujet de ces versants, on peut déjà constater que les versants à débris sont des versants tardifs et ils s'opposent aux versants gauches issus des déformations souples du Néogène.

Nous nous sommes efforcés, ensuite, d'établir pour les séries détritiques pléistocènes un ordre d'apparition relatif. Il est évident que chaque série représente un épisode de rhexistasie. Il nous a semblé logique de les rapporter à des épisodes similaires qui pour les régions méditerranéennes septentrionales sont des périodes périglaciaires. Ces séries détritiques ont donc une signification paléo-climatique. Toutefois, certaines ont, en outre, une valeur de séries corrélatives d'un mouvement tectonique.

- Les talus grossiers bréchiques dépendent à la fois d'une crise climatique, si on tient compte de l'aspect des blocs semblables à des gélifracts, et d'une crise tectonique syn-sédimentaire si on tient compte de la présence des plus gros éléments et de certaines déformations qui affectent la masse de l'éboulis. Leur altération très poussée est donc postérieure à leur mise en place. Ces versants à talus d'éboulis indurés montrent aussi que si les versants n'ont pas les caractéristiques morphométriques suffisantes les parois ne se délitent pas. Ceci explique le hiatus que l'on observe entre les séries pliocènes et les séries détritiques du Quaternaire moyen.

- les talus d'éboulis en vrac et lités appartiennent à une phase froide où se succèdent différents épisodes climatiques responsables des variétés d'éboulis.

- Il reste à déterminer la place des séries argilo-caillouteuses par rapport aux séries détritiques caillouteuses. Elles ont été interprétées comme des séries de sédimentation inverse mise en place au cours d'une période de rextasie, consécutive ainsi à la période de biostasie immédiatement antérieure. Nous avons pensé pouvoir déterminer leur place en comparant les argiles situées dans les nappes détritiques les plus anciennes à celles situées à la base des séries argilo-caillouteuses. Nous nous sommes servis pour cela de la méthode mise au point par H. CHAMLEY et dont le but est de définir les caractères sédimentologiques des phyllites et de les interpréter comme dépendantes d'ambiances climatiques caractéristiques et non équivoques.

Au terme des analyses, nous avons conclu à la similitude des argiles d'altération des brèches et des cônes argilo-caillouteux. Nous en avons conclu que la mise en place des cônes est postérieure à la phase de biostasie qui a altéré les nappes caillouteuses les plus anciennes.

Ainsi on peut admettre l'ordre d'apparition suivant :

- les nappes caillouteuses indurées et altérées sont les plus anciennes.
- les séries argilo-caillouteuses leur sont immédiatement postérieures.
- les séries caillouteuses openwork ou litées sont les plus récentes.

Peut-on proposer une chronostratigraphie plus précise ? Nous avons pensé pouvoir le faire de la façon suivante.

Les nappes les plus anciennes s'avancent sur les séries tendres dont les plus récentes sont plio-calabriennes. On peut en conclure, étant donné leur état d'évolution, qu'elles représentent un Quaternaire ancien, pouvant englober le Mindel. La crise tectonique syn-sédimentaire qui les affecte est donc elle aussi du Plesitocène ancien. On peut sans doute même convenir qu'elles représentent le Mindel du fait de leur intrication avec la série marine paléo-milazienne à Céphalonie. Elles correspondent à une période de création de versant. Le fait peut s'expliquer par l'intervention d'une crise tectonique en relation avec une reprise des mouvements d'origine halocinétique, générateurs cette fois d'abrupts. L'apparition de ces versants s'explique, en effet, par la facilité qu'a désormais le Trias de jaillir et de former un mouvement de distension la compression, puisque les chevauchements sur semelle d'évaporites ont été définitivement mis en place au cours du Pliocalabrien.

Les séries argilo-caillouteuses sont postérieures à un interglaciaire chaud que l'on peut par comparaison avec l'Italie et en raison de ses caractéristiques pédologiques fixer au Mindel-Riss. Elles représentent donc dans ces conditions le Riss.

Les séries caillouteuses récentes datent du dernier maximum froid, c'est à dire du Würm.

Les versants à débris sont donc des versants Quaternaires parmi lesquels les versants à facettes et de plis-horst sont apparus depuis peu et représentent un modèle lié à une nouvelle tectonique ; les versants à paroi sont apparus au cours du Mindel et ont pu être recoupés par des accidents tardifs ; les versants convexes sont les versants stables et leur profil doit

autant aux processus d'origine mécanique que chimique,

Il nous a semblé, en même temps, pouvoir utiliser ces résultats pour définir les aspects variés du karst et leur ordre d'apparition au cours du plio-quaternaire.

Le modèle karstique est avant tout représenté par un karst superficiel de dépressions fermées, de lapiéz aux aspects différents et moins par un karst souterrain qui a pu intervenir dans l'élaboration des vallées actuelles. Le modèle se caractérise aussi par des canyons dont la formation est récente.

Le karst se différencie aussi selon le support lithologique et l'altitude. On peut ainsi distinguer le modèle karstique sur calcaire cataclaté des bandes de broyage, le karst des calcaires en plaquettes proche de celui des Causses et le karst sur calcaire massif, souvent d'altitude et définissant les modèles montagnards.

Pour le karst superficiel, la localisation des dépressions fermées se comprend à partir de situations structurales depuis longtemps décrites en d'autres régions méditerranéennes ou helléniques. Cependant certaines doivent se comprendre à partir d'une situation plus originale, celle des sillons marginaux de diapir en Epire comme en Acarnanie. Elles apparaissent en outre comme étant les plus anciennes (cuvettes de Jannina). Le développement des poljés s'est surtout effectué au Quaternaire. Le Xéroméros d'Acarnanie en est un exemple caractéristique. Des étagements qu'on y observe, on en conclut à une élaboration tardive.

De même pour les lapiéz. Si les familles de lapiés répertoriées sont elles aussi depuis longtemps connues, en Grèce occidentale, ces familles se succèdent ou s'emboîtent sur le même versant en raison de l'instabilité tectonique de la pente et des variations climatiques du Quaternaire.

Ainsi nous avons confronté l'évolution morphologique des lapiés avec l'évolution des versants à débris ; nous avons comparé les argiles contenues dans les formes karstiques avec celles contenues dans les séries détritiques. Là encore, les similitudes sont frappantes et nous avons conclu qu'une des périodes favorables au développement des formes karstiques superficielles correspondait à l'interglaciaire Mindel-Riss. Les périodes plus fraîches, en revanche, sont des périodes surtout de destruction des formes superficielles ou d'engorgement des dépressions fermées. Mais les périodes sèches ne sont pas non plus sans effets sur l'évolution des formes karstiques.

Les formes du karst permettent d'établir une succession climatique, propre au Quaternaire. Aux périodes chaudes et humides correspondent les lapiés bio-pédogéniques, les lapiés endogés et les dépressions fermées les plus grandes. Ces dernières souvent sont localisées dans d'anciens thalwegs abandonnés. Aux périodes froides et humides, correspondent les lapiés vrais, les dolines de petite taille, l'élargissement de certains poljés. Aux périodes froides correspondent les clapiers qui se développent par décapitation des lapiés. Aux périodes sèches, on peut rattacher un encroûtement pelliculaire et la formation d'argiles types comme l'attapulgit, preuve ainsi qu'une cer-

taine corrosion karstique peut se développer sous un climat sec si l'humidité relative de l'air est forte en relation avec des "up welling" littoraux (remontées d'eau froide profonde).

Le karst profond lui se développe lors des cataglacières.

Les formes du karst, comme les formations argileuses qu'elles contiennent, sont donc polygéniques.

Les vallées sont d'apparition récente alors que le réseau peut être ancien.

Les principales rivières sont inadaptées à la structure et à la lithologie. C'est à la suite d'antécédences parfois dirigées ou de surimpositions à partir des séries détritiques continentales plio-Quaternaire qu'elles réussissent à gagner la mer. En dernière analyse, elles se montrent assez finement adaptées à des déformations d'origine halocinétique.

Si les vallées sont mal calibrées, c'est que l'exoréisme est un fait récent. Les gorges et les biefs qui se succèdent le long du cours des plus grandes rivières montrent que plusieurs processus sont en cause.

Les uns relèvent de l'érosion karstique (cours souterrain et biefs, les autres de l'érosion linéaire (gorges). Le plus ancien réseau remonte sans doute au Plio-quaternaire ancien. Il était essentiellement endoréique et aboutissait aux principales cuvettes lacustres intra-montagnardes. La tectonique quaternaire a entraîné une nouvelle répartition des bassins-versants, si bien que le réseau peut se partager en rivières adaptées à la lithologie et à la structure, en rivières adaptées à la structure mais inadaptées à la lithologie (Louros) et en rivières entièrement inadaptées (Kalamas). Le creusement des vallées est donc récent. Il semble que les bassins versants se soient constitués seulement au cours du Quaternaire récent (Riss et Würm). En effet, l'évolution des versants des vallées est comparable à celle des versants tectoniques à débris.

De ces différents éléments du modelé, on peut, semble-t-il, supposer que le Quaternaire en Grèce occidentale a d'abord été humide et frais et tectoniquement instable (apparition des versants à débris les plus anciens); qu'il a été ensuite chaud et humide et qu'il a favorisé la corrosion karstique superficielle sous-forestière (apparition de la kaolinite et des sols rouges) qu'il a été, à nouveau, relativement froid, sec d'abord (cônes argilo-caillouteux), puis humide (nappes caillouteuses); qu'à nouveau il a été chaud mais sec (karst à encroûtement); qu'il a été enfin, froid avec des fluctuations entre l'humide et le sec (Würm).

De tous ces faits, on peut esquisser un schéma d'évolution commun aux rivages de l'Adriatique.

La topographie sommitale commandée par des processus de dégradation lente ou des planations latérales au cours du Néogène.

La faiblesse du karst profond.

La mobilité tectonique du plio-quaternaire et sa persistance actuelle, comme le prouvent les séismes.

Le même rythme climatique au cours du Quaternaire moyen et récent et le rôle des périodes fraîches dans le développement du karst ou du fluvio-karst.

La présence des versants à débris récents qui s'opposent aux versants atténués hérités du Néogène.

La Grèce occidentale présente en outre des traits originaux.

La persistante des mouvements de compression qui, ici, ont pu se poursuivre plus tardivement dans le domaine côtier que dans le domaine continental.

L'instabilité halocinétiq ue inaugurée à la fin du Miocène qui rend compte des traits originaux du karst et du réseau hydrographique.

Le rôle des grands versants et de leurs formations corrélatives qui ont une signification morphologique telle qu'on peut, à partir d'elles et des argiles qu'elles contiennent, définir les étapes de leur évolution.

La rareté des littoraux anciens, sans comparaison, en effet, avec la richesse du Quaternaire marin italien, souligne l'effondrement récent de cette bordure continentale.

La situation méridionale et la plus faible altitude qui expliquent, sans doute, la moindre abondance des dépôts et leur plus difficile corrélation.

Enfin, à partir des argiles contenues dans les sols on peut montrer que les terra rossa sont d'origine pédologique, certes, mais aux remaniements nombreux. Le sol originel semble avoir été un sol eutrophe sous forêt transformé en un sol rouge de type fersiallitique (stock originel : kaolinite et un peu de montmorillonite). Par évolution, les sols se sont enrichis d'argiles qui relèvent d'un contexte climatique favorisant l'érosion, illite et chlorite ; ou d'argiles qui relèvent de conditions édaphiques plus sèches liées soit à une situation locale (exposition), soit à une situation plus générale (climat-), attapulgite et montmorillonite en relation avec des encroûtements calcaires. Ces faits ainsi que les formes karstiques permettent de montrer que les bilans hydriques dont dépendent les profils des versants ont été variables au cours du Quaternaire. Aussi aboutit-on à définir des étages morphoclimatiques.

- 1'étage des sommets (étage montagnard et sous étage nival) : étage de fluctuation du couvert forestier, présent lors des phases de biostasie, absent lors des phases de rhexistasie froides. La pédogénèse y reste un phénomène mesuré et le capital pédologique s'y réduit vite.

- 1'étage moyen (étage infra-montagnard des Xéroméros et des Xérovounis) est

un étage de pédogénèse permanente à couvert végétal dense ou ouvert selon les phases climatiques du Quaternaire. Les sols rouges y sont servi de roches mères à des sols bruns fragiles. Selon la topographie c'est l'étage de la corrosion karstique et de l'érosion linéaire.

- l'étage inférieur (ceinture littorale) a subi les systèmes morphogéniques les plus efficaces. Le couvert végétal est sensible aux bilans hydriques divers selon les impluviums montagnards proches ou les formations lithologiques. Le couvert végétal devait y prendre l'allure d'une mosaïque.

SUMMARY

WESTERN GREECE. GEOMORPHOLOGICAL INTERPRETATION of EPIRUS ARCANANIA AND IONIAN ISLANDS.

Western Greece may be described as a folded and faulted range of mountains which form a coastline scattered with islands lying in deep water, and as is characteristic of the mountains of the Mediterranean they are made of limestone and crossed by rivers with valleys of irregular profile.

In this way the main characteristics of the relief and land-features are enumerated as well as the different geomorphological problems which are posed by this region which we have considered only from a geological point of view.

On the one hand, the expression : "folded and faulted range" means that the structural forms are derived from a folding resulting from several orogenic upheavals and subsequently in conjunction with tectonic dislocations. It is especially important to discover whether the latter coincide with successive compressions or whether some of them are of later occurrence and evidence of a neotectonic stretching, or what is the nature of the topography of the summits which they affect ; which is undoubtedly a topography of erosion. Finally it is important to understand the development of the coastline and its extent.

On the other hand, the expression : "like mountains of the Mediterranean made of limestone with valleys of irregular profile " means that successive morphogenetic systems have been dependent on climatic variations which have affected the regions of the Northern Mediterranean. It is a question of interpreting in particular the series of correlations and superficial formations observed at the foot of the largest slopes or situated in karst relief. And it is equally important to know to what extent various aspects of the karst depend on the tectonic instability and the successive morphogenetic systems. Also what is the relationship between this relief and the structure of the valleys and the drainage network and in a wider context the various catchment areas.

Folded, faulted coastal range.

The structure of the relief, the topography of the mountain peaks and the coastal region.

The various geological studies made before our survey led us to believe that the folding began during the Upper Burdigalian age and continued throughout the Neogene age and even into the Calabrian age.

We have tried to understand, in relation to this orogenic evolution which we have described and completed, the distribution of the different formations which appear to be connected with the post orogenic upheavals, just as we can demonstrate that the distribution of flysch and preorogenic sandstones are related to paleogene tectonic upheavals. Thus triassic breaches, con-

tinental and marine Pliocene, and detrital deposits called mio-Pliocene, especially the ones in the Ambracia Gulf, lead one to believe in the existence of an eroded topography of the summits and indicate the morphological evolution of the Neogene age and the formation of the coastal region.

The Triassic breaches occurred at the end of the Miocene age and overlay a previously eroded topography, through the action of the layer of extravasion of diapirical origin ; a process which we have suggested for want of an explanation which adequately accounts for their occurrence. The morphological result of it, is the formation of a central fold surrounded with marginal folds filled with plio-quaternary sediments only. These fractured stretches cut through the orogenic dinaric trend and mark the tectonic occurrences of the region. Furthermore, characterised by an extensively broken limestone, they are the basis of a karst relief and of a morphological evolution such as can be particularised in the heart of Western Greece by the word Xeromeros, dry country, which is used for the region of Arcanania, the largest of them.

The distribution of Continental and marine Pliocene is linked to a syn-sedimentary instability such that in the East, sediments date from lower Pliocene, while in the West they date from Upper Pliocene, and even from the Calabrian age in certain of Ionian islands. It is then clear that this instability is linked to phenomena of halocinetic origin, since the Pliocene sediments attenuate the main marginal folds of the Western Greek Xeromeros.

The fini-miocene, infra-pliocene, upheaval which continues throughout the Pliocene age is therefore essential in relation to the morphology since it causes a differentiation of the relief and it multiplies the local inter-montane levels and leads to the appearance of lacustrine basins seen in the Villafranchian age.

The mio-pliocene detrital sediments in the Gulf of Ambracia is a detrital upheaval which coincide with a period of erosion whose principal phases of activity take place during the Neogene age. The climatic conditions, at first dry, then damper, if one takes into consideration the sedimentative characteristics of the deposit, encouraged the development of a flat topography. The latter features are always found in the vicinity of plio-villafranchian lacustrine basins and consequently show that they are partly of zonal origin (morpho-climatic) and partly of karst origin.

Thus these three lithological or sedimentary formations are related to the post orogenic periods of instability - a fact which had not been realised in Western Greece. The latter are moreover periods of compression. They are responsible for extrusion of the Triassic breaches (late Miocene, Pontian), for the resumption of overthrust of folds through the Pliocene age in Epirus, Arcanania and Corfu, for the deformation of plio-calabrian sediments on the coastline and even for the covering over the Quaternary continental formations (Riss) in the islands. Therefore the Orogenic stage continues through the Quaternary age. The later Epeirogenic period occurred after these happenings. It especially causes the tectonic relief movements and the appearance of scree-slopes in the East rather than in the West. Still active, it is responsible, inland, for the deformation of recent continental deposits (Würm).

The structure of the relief in Western Greece is the result of geological occasionally peculiar but mostly stable since the orogenesis.

There is therefore little variation in the Neogene relief : on the one hand, owing to the type of deformation often more warping than likely to be fractured, and on the other hand, owing to morphoclimatic processes which are due to a dry climate, especially during the end of the Miocene age and the Pliocene. If one takes into account the sediment characteristics of the material, and the pollens (Lauraceae and Aleppopines) one can, however establish the existence of an eroded relief which is responsible for the heavy topography of the summits. It has entailed denudation of the flysch and of the upper limestone series. Its formation which is imperfect, since according to the process of erosion, the relief should have led to the formation of flat surfaces of a pediment type rarely seen, tends to show the reality of the orogenic instability during the Neogene age. Thus one can establish its progressive warping, during the Plio-Villafranchian age of the Continent and during the Pliocene-Calabrian age in the islands. At the same time one can show to some extent that the structural forms of the folding are dated after the formation of this relief. The warping effects date from a later period.

This deformed topography was later on fragmented by the brittle tectonics of the Quaternary age. The latter, however, remain compressive until the recent Quaternary in the islands, while it is easing from the Medium Quaternary (Mindel) on the Continent. Here, however, late halocinematic phenomena could simulate an apparent easing of earth movement while the compression continues. The total of these effects explains the general appearance of scree-slopes throughout Western Greece, though the latter are characteristic of épeirogenic and not of orogenic movements.

The coastal region was formed during the Neogene age and differential erosion took place during the Quaternary age so that one can describe the islands as fragments from the precontinent recently emerged from the sea.

It lies either side of a central channel marked by tectonic upheavals of halocinematic origin. It is characterised from a littoral morphological point of view by false cliffs of tectonic origin along the Western coast and by cliffs in weakly cemented outcrops. Eastern shores are the result of submergence with very few cliffs. The coastal region is in the process of silting-up through the action of the deltas of large rivers flowing in diapirical marginal folds (Acheloos and Kalamas).

The Western sides of the islands are aligned with fractures caused by tectonic upheavals while their Eastern sides are the result of submergence. Cephalonia and Corfu have retained scattered evidence of former shores dating from a relatively recent Quaternary age.

Mountain range of the Mediterranean made of limestone with valleys of irregular profile.

The scree-slopes and the series of correlations, the karst and the drainage network.

It is possible to distinguish several of slope from their characteristics so that they have a morphological and chronological significance for the Northern Mediterranean regions.

Apart from structural slopes, there are three distinct main types:
 - scarp slopes with facets and associated with horsts. They are of tectonic origin, determined by recent Quaternary throws. They are mainly situated along the Western Margin of the Coastal region.

- scarp slopes with vertical faces. They are also of tectonic origin, regular and scarp slopes alternate or are juxtaposed along the length of the profile. Three detrital series can be observed at their feet :

. rough, indurate and karstified talus broken up by resumption of erosion or tectonic throws.

. boulder-clay series

. talus of debris loose or stratified.

this type of slope is found on the edge of folds.

- convex slopes

At their feet boulder-clay formations are frequent while tectonic throws are rare. They are mainly situated in the Eastern part of the Continental region.

Concerning these slopes, it is possible to establish the fact that scree-slopes are late formations and are quite unlike warped slopes resulting from the dislocations of the Neogene age.

Then it is possible to establish an order for the appearance of pleistocene detrital series. It is evident that each series represents a period of rehexistasy. It appears logical to relate them to similar phases which for the Eastern Mediterranean regions are periglacial periods. Therefore these detrital series have a paleo-climatic significance. However, certain fulfil the role of a series of correlations of a tectonic upheaval.

The rough and broken talus depends upon both climatic crisis, if one considers the appearance of boulders similar to frost-shattered stones, and on syn-sedimentary tectonic crisis, if one considers the presence of the biggest elements and of certain deformations affecting the mass of debris. The considerable weathering to which they have been subjected is therefore subsequent to their settling. These slopes with talus of indurate debris show that if slopes do not have sufficient morphometrical characteristics, their sides do not exfoliate. This explains the hiatus which we observe between the pliocene series and the detrital series of the Middle Quaternary age.

The talus of debris loose or stratified belong to a cold phase when various successive climatic periods are responsible for a variety of debris.

It remains to describe the relation of boulder-clay series with boulder detrital series.

These series have been interpreted as series of unversed sedimentation laid down during a period of rehexistasy following on a period of bios-

tasy immediately before. We have thought it possible to locate them by comparing the clay found in the oldest detrital layers to the one found at the foot of boulder-clay series. For this purpose we have used the method of H. CHAMLEY which analyses the sediment characteristics of the phyllites and interprets them as dependent on climatic environments which are characteristic and unmistakable.

The final result of this analysis reveals the similarity which exists between the weathered clay of the breaches and the boulder-clay cones. We have concluded that the settling of the cones is dated after the biostasy phase which weathered the oldest boulder layers.

Therefore one can establish the following order of appearance :

- the indurate weathered boulder layers
- the boulder clay series are immediately after them.
- the boulder series open work or stratified are the most recent ones.

Is it possible to propose a more precise chronology ? We have thought it possible to do so in the following manner.

The oldest layers run out into soft series, the most recent of which are pliocenian. We can conclude owing to their state of evolution, that they date from an Ancient Quaternary period, including the Mindel age. The syn-sedimentary tectonic crisis which affects them is therefore of Ancient Pleistocene. It can even be said that they represent the Mindel period because of their intrication with the paleo-miocenian marine series at Cephalonia. They correspond to a period of formation of slopes. This fact can be explained by the intervention of a neotectonic movement, productive of vertical rock faces. The appearance of these slopes can be explained by the ease with which the Trias rises and transforms compression into a movement of overstretching, since the overfolds on basal slope of weathered material have definitely been laid down during the Pliocenian age.

The boulder clay series are subsequent to a warm interglacial period which can be stated from the Mindel-Riss period in comparison with Italy and owing to its pedological characteristics.

- the recent boulder series date from the Würm period.
- therefore detrital slopes date from a late Quaternary period.
- Faceted slopes and horst-folds are recent and represent a modelling linked to a new tectonic movement.
- vertical rock faces appeared during the Mindel period and are altered by late upheavals.
- convex slopes are stable ones and their profile owes as much to processes of mechanical origin as to processes of chemical.

It is also possible to use these results to account for the varied appearance of the karst and their order of appearance during the Plio-Quaternary age. The karst relief is first of all represented by a superficial karst of closed depressions, of lapies of different aspects and in a lesser propor-

tion by an underground karst which intervened in the formation of the present valleys. The relief is also characterised by canyons of recent formation.

The karst varies according to the lithological control and the altitude. Thus one can distinguish the karst relief on crushed limestones of fractured stretches, the karst of limestones in thin slabs which is similar to the karst in the Causses, and the karst on massif limestone, often of altitude and determining mountain relief.

As far as the surface karst is concerned, the siting of the closed depressions can be established from structural states, known for a long time, in other mediterranean or Greek regions. However certain owe their existence to more special circumstances namely diapiric marginal folds in Epirus and in Arcanania. They appear as being the oldest (Basin of Jannina). The expansion of poljes essentially occurred during the Quaternary of which the Xeromeros of Arcanania is a characteristic example. From the succession of terraces which can be observed, one can conclude that they are of late origin.

The same is true in the case of the lapies. If the classified groups of lapies are also known for a long time in Western Greece, these groups follow on or are included on the same slopes owing to the tectonic instability of the slope to the climatic variations of the Quaternary.

Thus we have collated the morphological evolution of the lapies and the evolution of the scree-slopes ; thus we have compared the clay held in the karst formations with the one held in the detrital series. There again the similarities are striking and we conclude that one favorable period for the development of surface karst formations corresponded to the interglacial Mindel-Riss period. Milder periods are mostly periods of destruction of surface formations or of filling-up of closed depressions. But dry periods have no less effect upon the evolution of karst formations.

Karst formations allow us to establish a climatic succession relative to the Quaternary. To warm and damp periods correspond biopedogenical lapies, endogeneous lapies and the largest closed depressions. The latter are often located in ancient deserted thalwegs. To cold and damp periods correspond the real lapies, the small dolina, the enlarging of certain poljes. To cold and dry periods correspond the "swallow holes" caused by the beheading of the lapiez. To dry periods correspond a pellicular encrusting and the formation of clay such as the attapulgitic which proves that a certain karst corrosion can be developed under a dry climate of relative humidity of the air is high in proportions to the littoral upwellings.

Deep seated karst is developed during cataglacial phases. Thus karst formations, as the argileous formations they hold are polygenical.

The valleys are of recent appearance whereas the river system can be ancient.

The main rivers are not adapted to the structure and the litholo-

gy. It is the result of antecedence sometimes directional or superimposed through plioquaternary continental detrital series that they succed in reading the sea. In the last analysis, they are fairly well adopted to deformations of halocinetical origin.

If the valleys have irregular profiles it means that the exoreism is recent. The gorges and the levels which follow on along the course of the largest rivers show that several processes intervene.

Some are the result of a karst erosion (underground courses and levels) the others are the result of a vertical erosion (gorges). The most ancient system is certainly as old as the upper plioquaternary age. It was essentially endoerical and ended in the main inter-montane lacustrine basins. The Quaternary tectonic has brought about a new distribution of the catchment areas, so that the system can be divided into rivers adapted to the lithology and the structure or into rivers adapted to the structure but not to the lithology (Louros) and into rivers which are adapted to neither (Kalamas). The dissection of the valleys is therefore recent. It seems that the catchment areas were only formed during the recent Quaternary age (Riss and Würm). In fact the evolution of the slopes of the valleys can be compared to the one of the tectonic slopes.

From these different elements of the relief, it seems that one can suppose that in Western Greece the Quaternary age was at first damp and mild and tectonically unstable (appearance of the oldest scree-slopes) ; that it was then warm and damp and favorable to the surface undergrowth corrosion of the karst (appearance of kaolinite and red soils), that it was again relatively cold, first dry (boulder clay cones) then damp (boulder layers) that it was warm again but dry (encrusting karst) then finally cold with fluctuation between damp and dry (Würm).

From all these facts one can draw a schema of evolution which is common to all shores of the Adriatic.

- the topography of the summits which is conditioned by processes of slow degradation or lateral planation during the Neogene age.
- the structural weakness of the deep-seated karst.
- the tectonic mobility of the Plio-Quaternary age and the continuing tectonic instability of the Plio-Quaternary is attested by earth quakes.
- the same climatic rhythm during the Middle and recent Quaternary age and the role of mild periods in the development of the karst or fluvial karst.
- the presence of recent scree-slopes opposed to reduced slopes dating from the Neogene period.

Moreover Western Greece presents special features such as :

- the continuance of movements of compression which have continued much later in the coastal than inland.
- the halocinetical instability starting at the end of the Miocene period and which is responsible for the special features of the karst and the drainage network.

The role of the large slopes and the series of correlations which have a morphological significance such as one can (from these formations and the clay they hold) establish the stages of their evolution.

The rarity of ancient seashores, without comparison, in fact, with the richness of the Italian marine Quaternary age, stresses the recent sinking of this continental border.

The southerly position and lower altitude explain, no doubt, the scarcity of deposits and their more difficult correlation. Finally from the clay held in the soils one can show that the "terra rossa" are indeed of pedological origin, but subject to numerous modifications. The original soil seems to have been a soil changed into a red soil of ferrous type (original stock-kaolinite and a little montmorillonite) through evolution the soils were enriched with clay resulting from a climate situation favorable to the illite and chlorite erosion, or with clay resulting from drier conditions in relation to either a local situation (exposition) or a more general situation (climate), attapulgite and montmorillonite related to calcareous encrusting. Thus these facts show that karst formations allow us to suppose that the water balance on which the profile of the slopes depends, has been unsteady during the Quaternary age. Thus one can establish the morphoclimatic stages.

The stage of the summit. Fluctuation stage of the forest cover present during phase of biostasy, absent during phases of cold rehexistasy. The pedogenesis remains a moderate phenomenon and the pedological capital is quickly reduced.

The Middle stage (Xeromeros and Xerovouni) is a stage of permanent pedogenesis with a dense vegetation or open according to climatic phases of the Quaternary. The red soils have acted as parent-rock to fragile brown soils. According to the topography it is the stage of the karst corrosion and vertical erosion.

The low stage (the coastline) has been affected by the most effective morphogenetic systems. The vegetation responds to various water balance according to the nearly mountain rainfall or the lithological formations.

The vegetation therefore takes on the appearance of a mosaic.

I n t r o d u c t i o n

L A G R E C E O C C I D E N T A L E

Les limites et les propriétés géographiques

Définir la Grèce occidentale comme une région compacte et à l'écart, c'est singulariser ses deux caractères fondamentaux (cf. fig. 1. p. 22). Par ses limites elle est, en effet, une région à part dans les *Hellénides* (J. Aubouin, 01 et J. Aubouin et al. 06). A l'Est, le front du *Pinde* est malaisé à franchir ; à l'Ouest et au Sud, la mer bat des rivages difficiles d'accès ; au Nord, la limite naturelle la moins précise est désormais une frontière minée (cf. carte H.T. n° 1).

De même, bien qu'elle se subdivise en domaines, elle conserve un caractère constant : la compacité de ses formes et de son agencement.

- le *domaine continental* aux paysages austères, aux crêtes dressées comme des murs, aux versants stériles ou piqués de buissons, aux gorges étroites, aux plaines réduites et aux passages comptés, est, vu de la mer, une masse imposante au point d'avoir pu passer pour l'archétype de la terre émergée, et d'être dénommée l'*Epire*, le continent.

- le *domaine insulaire* accompagne le développement des côtes d'une étroite plate-forme, la crête apulo-ionienne, bornée par de grands fonds immédiats, la fosse *Corfou-Céphalonie* (F. Fabricius et al. 74). Peu dispersé en îlots et en récifs, il s'ordonne en sept îles maîtresses, à la fois montagne et

verger, escale et place-forte pour des puissances rarement grecques au cours de l'Histoire.

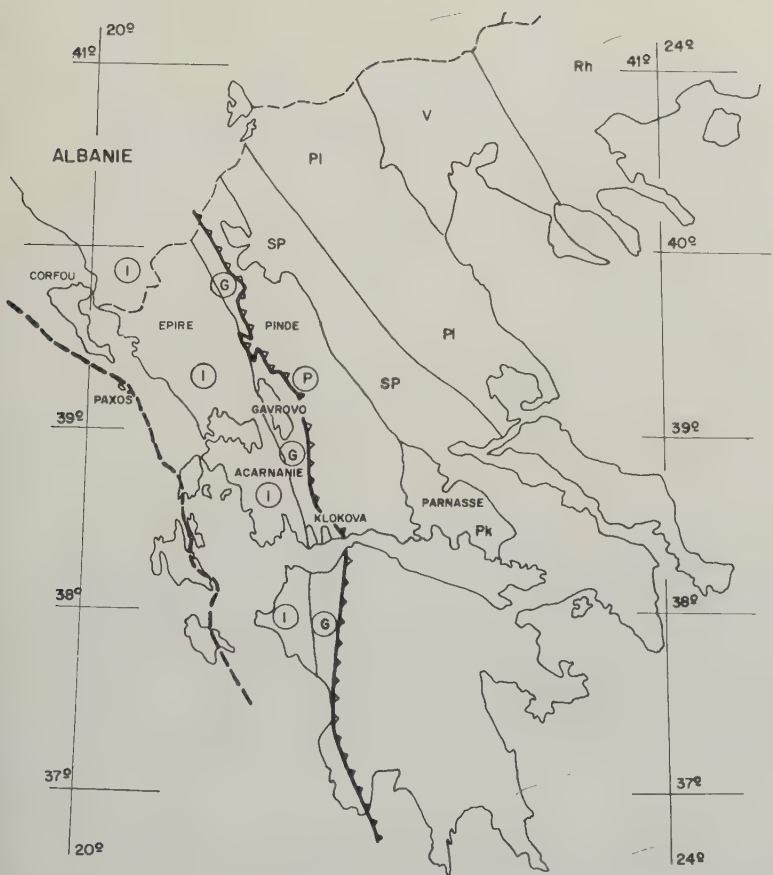
Mais ces deux domaines ne s'opposent pas dans leur organisation morpho-structurale.

- L'archipel est essentiellement composé de Céphalonie et d'Ithaque, de Leucade et de Corfou et des îles au ras de l'eau que sont Paxos et Antipaxos. Si les deux premières, les plus au large, sont des unités massives, agencées en presque îles trapues déterminées par des plis, les deux suivantes apparaissent comme des morceaux de pré-continent émergés et isolés depuis peu. L'île de Leucade, lourde trapèze est à peine détachée de l'Acarnanie par un étroit chenal dragué. L'île de Corfou, au maintien d'hippocampe, éloignée de l'Albanie d'à peine deux kilomètres, prolonge au delà d'un détroit de 60 mètres de profondeur, les accidents structuraux de l'Épire (I.C.R.S.-I.F.P. 99).

- Le continent se caractérise par une haute façade maritime que reproduit à l'intérieur une succession échelonnée de lignes de crêtes, vaste décor gris et sévère comme en représentent les peintres d'icônes. Les unités de premier ordre, longues de 100 km et larges de 20 km, se subdivisent en massifs trapus de 20 km sur 10 km, coupés de bassins et de couloirs étroits. Le dispositif se resserre en Épire d'Est en Ouest et, en Acarnanie, s'écrase au point de se compartimenter en unités encore plus petites de 10 km sur 5 km.

Ainsi cette portion de la Grèce s'inscrit dans un rectangle compact, long de deux cents kilomètres, large de cent, de l'Albanie au golfe de Corinthe et du littoral ionien au Pénée et regroupe deux provinces, l'Épire et l'Acarnanie que sépare le golfe d'Arta ou d'Ambracie. Malgré l'importance de ces caractères unitifs, il existe de multiples nuances. Dans chacune de ces contrées, on trouve des traits qui relèvent des milieux méditerranéens, helléniques et montagnards (P. Birot. 23).

Les principaux alignements de relief décrits, il s'agit de définir les caractères morpho-structuraux et morpho-climatiques du modèle, établis à partir des phases orogéniques et tectoniques et à partir des séquences climatiques qui ont affecté cette bordure des Hellénides depuis son orogénèse.



Situation de la Grèce occidentale dans le domaine des Hellénides

Esquisse des zones isopiques helléniques et de leurs rapports structuraux d'après J. Aubouin et al., 1963

Rh = Rhodope — V = Vardar — Pl = zone pélagonienne — Sp = zone subpélagonienne — Pk = Parnasse
P = Pinde — G = Gavrovo — I = zone ionienne (Epire, Acarnanie, îles ioniennes) — Pa = zone de Paxos ou zone préapulienne

-  front du Pinde
-  limite entre la zone ionienne et la zone de Paxos
-  limite entre la zone ionienne et la zone du Gavrovo synclinal d'Epire-Acarnanie

L I V R E I

GEOGRAPHIE d'UNE CONTREE DES HELLENIDES

La *Grèce Occidentale* se subdivise en trois provinces où les caractéristiques morpho-structurales et morpho-climatiques se combinent de telle sorte qu'on peut y définir des types fondamentaux de modelé. En outre, la *Grèce occidentale* s'organise en régions géomorphologiques dont les limites se sont établies au fur et à mesure de leur évolution.

Aussi après avoir décrit ces régions et après avoir précisé les données structurales de leur relief et les caractères de leur modelé, on peut évoquer leur organisation au sein de la *Grèce occidentale*.

1° Partie : Les régions de la Grèce occidentale.

2° Partie : Les données structurales du relief et les caractères du modelé de la Grèce occidentale.

3° Partie : L'organisation régionale des caractéristiques morpho-structurales et morpho-climatiques de la Grèce occidentale.

1° PARTIE : LES REGIONS DE LA GRECE OCCIDENTALE

La Grèce occidentale se fractionne en trois régions :

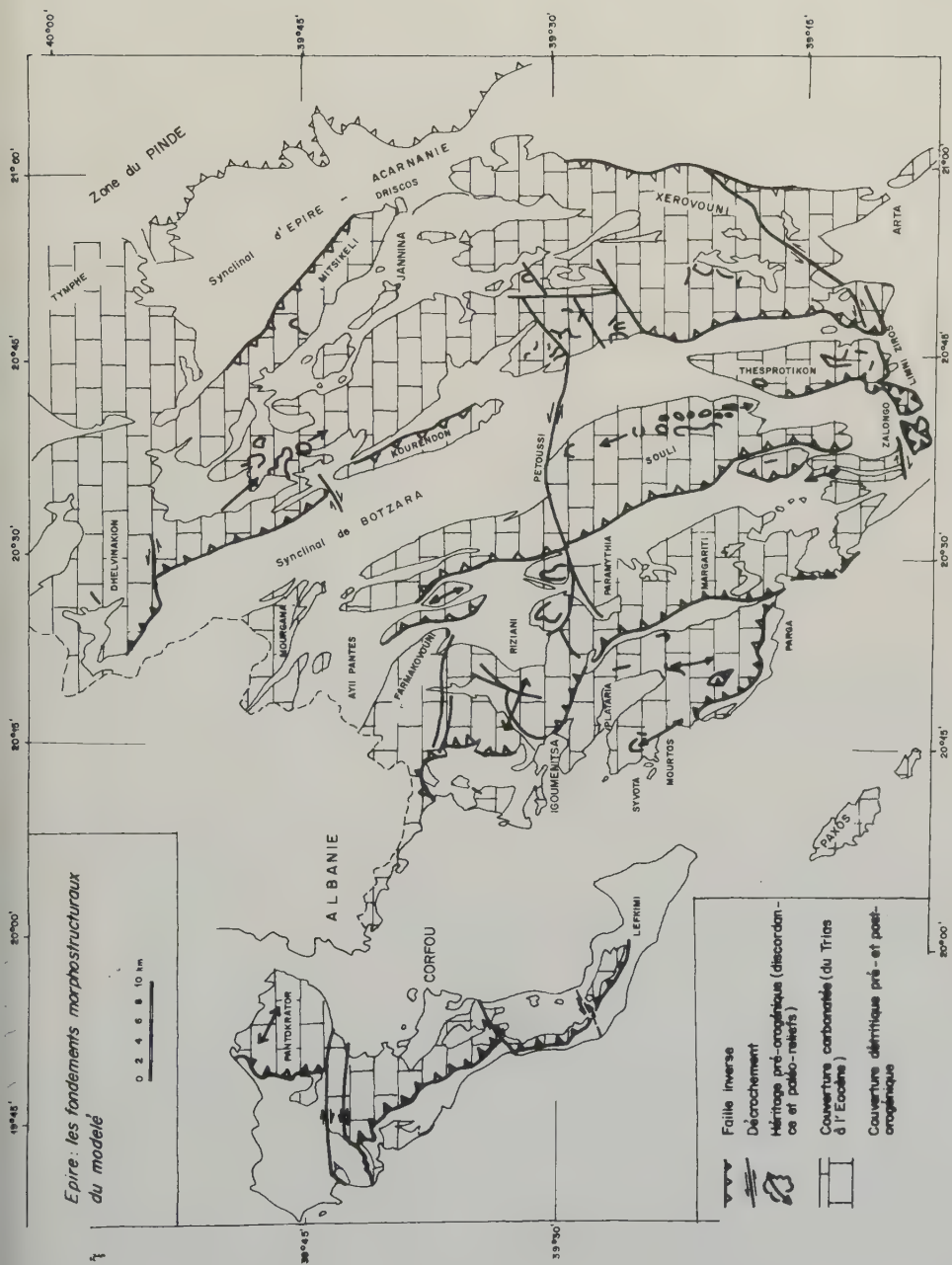
- L'Épire aux chaînons parallèles que séparent, coupent et scindent les vallées des grands fleuves.
- L'Acarnanie aux blocs comprimés et aux versants abrupts qui dominent un pourtour étroit de piémonts.
- Le domaine côtier et les îles qui sont ordonnés de part et d'autre d'un chenal.

A l'intérieur de la Grèce occidentale, certaines régions se délimitent grâce à la mer. L'Épire est séparée de l'Acarnanie par le Golfe d'Arta et le continent des îles par le chenal ionien. Ce découpage est commandé par des accidents tectoniques dont la signification n'est pas identique.

Le Golfe d'Arta est dû à un accident transverse aligné sur celui des Sporades bordé de failles en extension. Le chenal ionien participe à la trame tectonique qui explique à l'Ouest la limite de ce secteur des Hellénides, sans avoir pour autant la même valeur de part et d'autre du Golfe d'Ambracie. Au Sud en compression, elle fait de Céphalonie et d'Ithaque des îles de l'Arc égéen formé au plus tôt au cours du Pliocène ; au Nord en extension elle rattache Leucade et Corfou au continent et les associe très tôt à son évolution.

Les limites locales ont ainsi une dimension régionale à l'échelle de la Grèce et du bassin oriental de la Méditerranée. L'accident en compression peut être en effet compris comme une limite de plaque et l'accident transverse en extension comme un accident qui dépend de l'évolution de la plaque elle-même. Ce découpage régional a donc une signification morphotectonique sans égal au sein du dispositif structural hellénique.

Fig_2



CHAPITRE 1

L'ÉPIRE, UN REBORD CONTINENTAL EXTERNE

L'Épire se dissocie en trois contrées disposées selon des bandes N.S. La *bande orientale* est une masse calcaire aux orientations régulières ; la *bande centrale* est constituée de roches tendres ; la *bande occidentale*, composite au point de vue de la lithologie, est affectée de nombreuses modifications d'orientation. Toutefois l'unité de cette province est préservée en raison de sa cohésion morpho-structurale.

1. Les contrées de l'Épire.

1.1. L'Épire orientale, une montagne méditerranéenne.

Ce pays de lourds sommets et de revers atténués est limité par deux bourrelets continus qui vont de la frontière albanaise à la rive nord du golfe d'Ambracie. Le Xérovouni, à l'Est, domine le *synclinal d'Épire-Acar-nanie* (J. Aubouin, 01) et le front du Louros, à l'Ouest, borde le *synclinal de Botzara* (I.G.R.S.-I.F.P. 99). (Cf. Fig. 2, p 24). Cette dalle calcaire, aux limites précises car tectoniques, se dissocie en deux volets en raison d'une flexure (I.G.R.S.-I.F.P., 99) qui guide un couloir de dépressions mal raccordées entre elles.

- A l'Ouest, le massif du Louros porté par le calcaire en bancs du Lias se compartimente en blocs. Une trame d'accidents transverses et obliques recoupe les accidents longitudinaux, découpe et décale les plis lourds du *Kassidiaris*, du Koudentron, du Tomaros (2010) et de ses prolongements méridionaux.

Ainsi du N. au S., le long des décrochements de *Delvinakion*, de *Pétoussi* et du *Limni Ziros* (lac Ziros) (I.G.R.S.-I.F.P. 99), l'Épire gagne vers l'Ouest.

- à l'Est, le bourrelet du *Xérovouni* incurvé vers le N.E. puis vers le N.W. se morcelle du N. au S. en *Némertska*, *Mitsikēli*, *Driscos*, *Arakthos* et *Xérovouni*. Ce volet enveloppe la couverture des calcaires en plaquettes post-liasiennes. C'est une région de crêtes obtuses, désertiques et burinées qui atteint les plus hautes altitudes (1500 m - 1600 m) et qui, en hiver, est couverte de neige jusqu'à mille mètres. Elle est aussi affectée de multiples changements d'orientation et comporte un faisceau de failles en distension et en compression en raison de son déversement vers le Pinde (Cf. Fig. 3 p. 26).

- Entre ces deux lignes faillées s'étend une lourde topographie ondulée où des cuvettes abaissent et réduisent les horizons et concentrent les eaux et les voies de passage. Ainsi à la limite des massifs du *Louros* et des crêtes du *Xérovouni* s'allonge la vallée du *Louros* qui bute contre les parois transverses du décrochement de *Pétoussi* ; au centre du dispositif, sous le *Mitsikēli*, la cuvette de *Janninase* double à l'Ouest de celle de *Dodone* disposée au pied du *Tomaros* et de l'*Olitzaka* ; au Nord, la dépression de *Delvinakion* à la topographie désordonnée et traversée par le *Gormosse* heurte aux parois du *Tymphē*. Des seuils calcaires la séparent du bassin de *Konitsa* drainé par l'*Aoos*, et de la vallée du *Drinn*. Ces dépressions aux emplacements déterminés par la structure ne communiquent pas entre elles. Cependant, elles s'adaptent toutes au même accident qui se prolonge en *Acarnanie* par le couloir étolien (Cf. Fig. 3, p. 26 et fig. 8, p. 36).

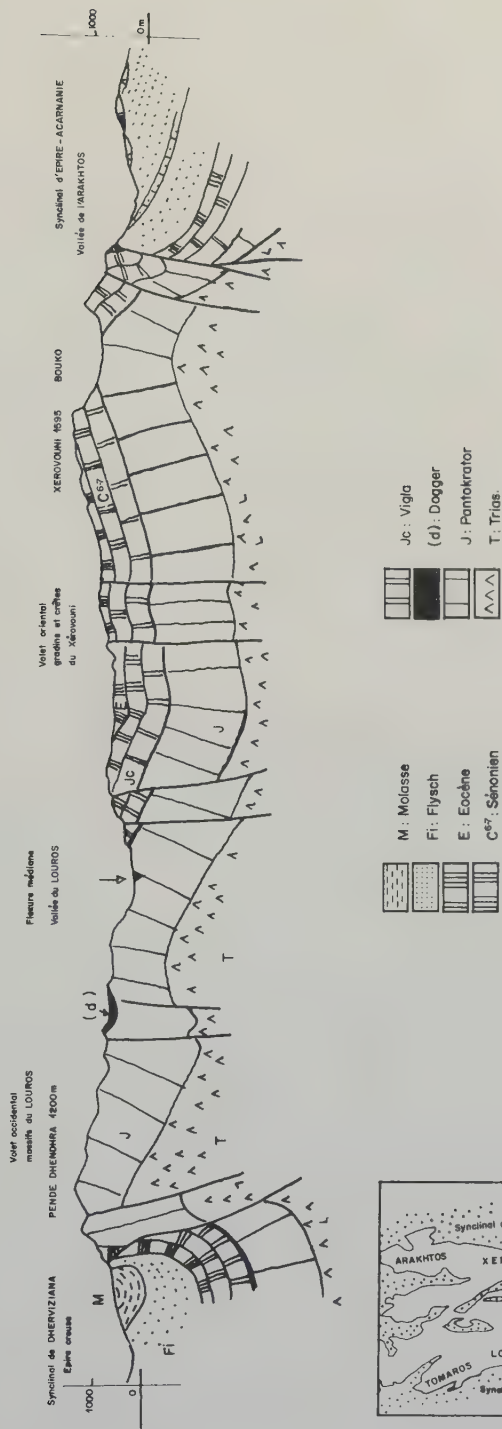
L'Épire orientale, montagnarde mais aérée et scandée par des plis parallèles, est le domaine des formes structurales dérivées. C'est aussi une région calcaire où les rampes lapiésées et crevées de dolines, voire de gouffres s'opposent à des versants dénivelés par de courtes parois abruptes. C'est enfin le domaine d'une organisation fluviale qui associe à l'écoulement subaérien l'enfouissement karstique.

1.2. L'Épire creuse, un modèle de ruissellement.

Au centre, l'Épire creuse est le pays déterminé par le synclinal de *Botzara-Derviziana* aux flyschs oligocènes et à la molasse burdigalienne.

Fig - 3

Epire Orientale: une montagne méditerranéenne
Coupes à travers les massifs du Louros(M) et du Xérovouni(E)



Elle se caractérise par l'absence de terrains calcaires sauf au Sud où elle se dédouble de part et d'autre du mont des *Thesprotes*. Cette région de terrains tendres se singularise par l'intensité du ravinement, par la présence d'une brosse de chênes-kermès et de forêts claires de chênes verts peu protectrices et par la rareté des points d'eau. Thucydide en parlait déjà comme d'un pays dangereux, propre aux surprises à main armée, avec des chemins embarassés de bois et des ravins sans issue (Thucydide, III, 112, cité par L. Heuzey, 96). (cf. fig. 4, p. 28 et fig. 6, p. 32).

Sillonnées profondément par des torrents aux embranchements multiples, les crêtes les plus élevées par lesquelles on chemine, culminent à 800 mètres. Elles sont déterminées parfois par des bancs de grès faiblement ondulés aux approches du décrochement de *Pétoussi* (anticlinal de *Lippa*, I.G.R.S.-I.F.P. 99). Les déformations ont été nombreuses, car les formes lourdes enveloppent différentes séries que séparent des discordances angulaires. Elles évoquent une mise en place progressive, un relief de plis recommencés (Cf. fig. 4b, p. 28).

Les hauteurs s'abaissent vers d'anciennes cuvettes. Aujourd'hui, on retrace leurs limites grâce à des affleurements de nappes caillouteuses ou sableuses dont les plus anciennes sont néogènes (I.G.R.S.-I.F.P. 99). Des aplatissements mordent sur les calcaires du *Khionistra* et servent aussi à reconstituer des anciens modelés. Cette région enfin n'est que traversée par les fleuves de l'*Épire*. Au Nord, le *Thyamis* et, au Sud, l'*Achéron* la quittent pour s'enfoncer dans l'*Épire occidentale* par d'étroites gorges. Cette *Épire creuse*, drain naturel délaissé, disparaît au Sud sous la nappe du *Zalongo* (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Cette dalle calcaire aux racines orientales, où se superposent d'autres structures tardives puisqu'elle se gonfle en dôme, se disloque en blocs et se faille à son pourtour, domine le golfe d'*Ambracie*. Sous elle un piémont se ploie, se plisse, et se faille et s'intercale entre la Mer ionienne et le golfe d'*Arta* dont il détermine la rive septentrionale (cf. fig. 2, p. 24 et fig. 82, p. 408).

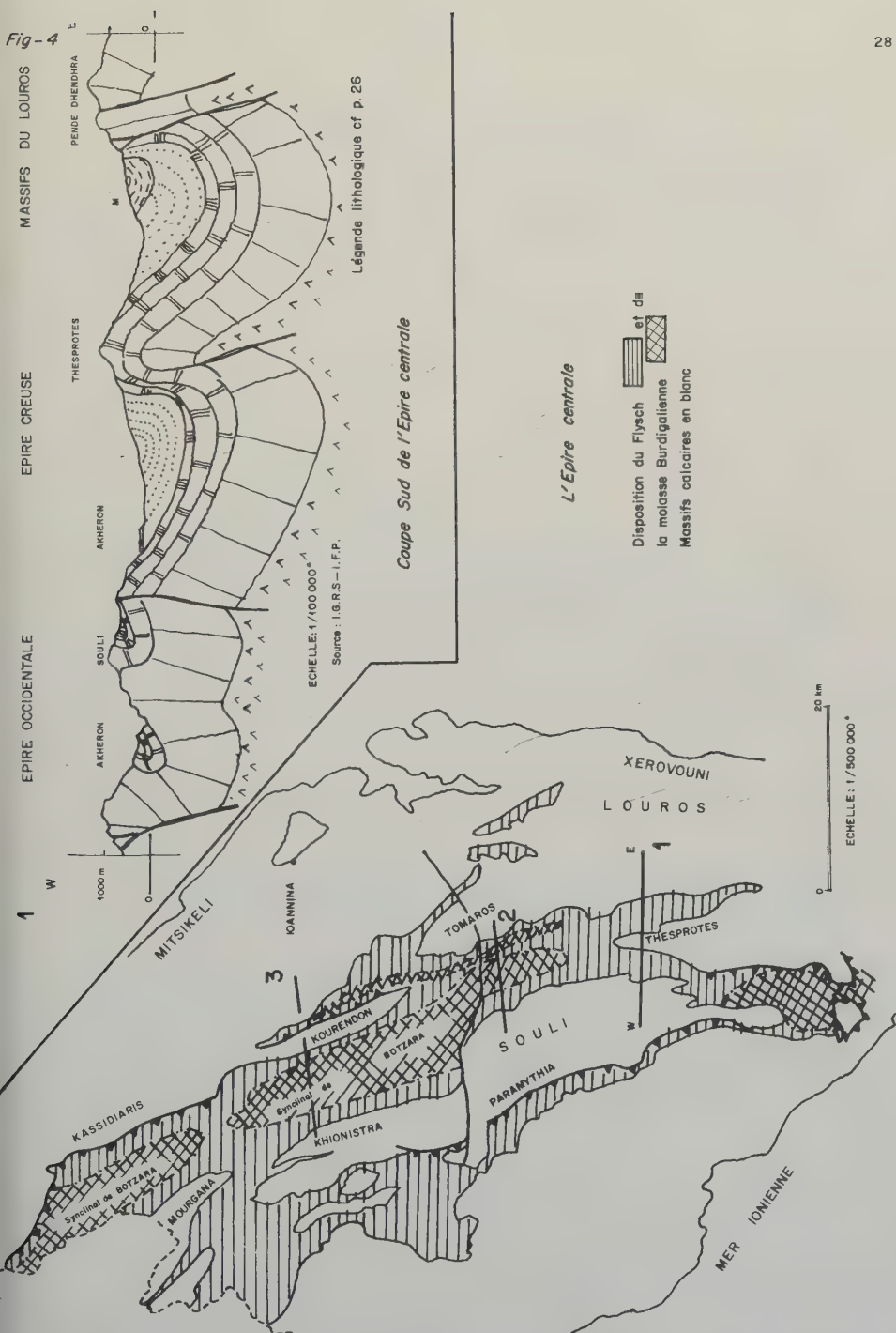
Partagée par deux bassins-versants, l'*Épire creuse* se singularise par la faiblesse de ses altitudes, par l'intensité du ravinement et par la dégradation d'une topographie qui domine un dédale sans passage, parcouru de tourbillons de poussière (Cf. fig. 4b, p. 28).

1.3. L'Épire occidentale, une mosaïque d'unités structurales.

L'Épire occidentale associe un littoral massif à un arrière pays de lourds plateaux et se ferme à l'Est par une ceinture de hautes échines. En même temps, elle se disloque en trois blocs qui coulissent le long des décrochements de *Pétoussi* au Nord et du lac *Ziros* au Sud. On peut y opposer des gradins crevés de plaines au climat méditerranéen, à des crêtes plus balkaniques qu'helléniques par leur végétation et par la rigueur de l'hiver.

Au centre du dispositif, l'Épire de l'Ouest groupe de lourds chaînons calcaires de plus en plus déversés vers le littoral : ceux de *Souli* et de *Kakosouli*, de *Paramythia*, de *Margariti* et de *Parga*. Chaque fois ce sont des voûtes de Lias massives et continues. Portées à l'Est par un flanc conforme où la série calcaire du Lias à l'Eocène se développe en chevrons, elles se déversent vers l'Ouest en raison d'une faille chevauchante. Toutes sont séparées les unes des autres par des synclinaux de flysch qui logent des lacs et des marais (lacs du val de *Margariti*) ou des rivières (*Cocyste* du val de *Paramythia*, *Achéron* du val de *Popovo*). Seul le front de *Parga* domine un talus de molasse post-orogénique, avant de disparaître au Nord comme au Sud dans la mer. Plus au Sud, le front de *Margariti* le relaie et sert de porte marine à la dernière trouée de l'*Achéron*. De part et d'autre de cette partie centrale altière, aux altitudes décroissantes de l'Est (1800 m) vers l'Ouest (100-800 m) s'accolent les terminaisons septentrionales et méridionales des massifs que décalent les décrochements (cf. fig. 5, p. 30).

Vers le golfe d'*Ambracie*, on a affaire à une série de blocs comprimés, étroits voussoirs qui dominent des fossés profonds, parfois endoréiques, parfois vidés par les torrents affluents de l'*Acheron* : c'est la région de *Kanallaki*. Au Nord, vers le golfe d'*Igouménitsa*, les structures sont mieux conservées, mais les déversements sont plus nombreux. Les vaux de flysch pinçés, atténués de Néogène, cernent les diapirs de *Lakka* et de *Filiatès*. Les monts sont trapus et disposés en chicanes dans le massif de *Farmakovouni* que le *Thyamis* et ses affluents, le *Kalpakiotikos* et le *Trifonos Réma*, scindent de défilés étroits. Les dépressions d' *Ayii Pantès* et de *Riziani* prolongent le val de *Paramythia* et desserrent peu ce pays comprimé. Ainsi le Sud se dégage d'une couverture caillouteuse néogène épaisse et rappelle les îles de



Leucade et de Corfou, alors que le Nord se dresse en versants d'une seule pièce et ressemble à l'Épire de l'Est.

Alors que l'Épire orientale se caractérise par un style de plis lourds et réguliers, l'Épire de l'Ouest s'individualise d'abord en opposant des lignes de crêtes dissymétriques et des dépressions atténuées de multiples séries détritiques. Parfois, au centre de ces bassins saillent des monts étroits (*Langari*) et même des extrusions (*Tsourila*) qui indiquent la part active de l'halocinèse dans la disposition du relief. C'est ensuite la région des inadaptations fluviales : celle du *Thyamis* et de ses affluents et celle de l'*Achéron*. Là encore, l'activité halocinétique que révèlent les diapirs, joue son rôle pour expliquer le tracé des cours d'eau. C'est aussi une région de défonçage karstique. Les formes du karst pour se développer associent la présence de terrains tendres marginaux et l'existence d'un karst souterrain qui nourrit les grandes artères fluviales par des exurgences permanentes. C'est enfin une région de grands versants calcaires. A leur pied, les différents dépôts corrélatifs prennent une signification inégalée en Épire orientale où leur dispersion rend difficile leur interprétation.

L'évocation succincte de ces traits du relief révèle les principaux caractères du modelé épirote.

2. Les caractéristiques morphologiques.

Il s'agit en recensant les facteurs structuraux et les caractères morphologiques de cette province d'exposer les problèmes qu'évoquent relief et modelé épirotes.

2.1. Les facteurs structuraux : importance des héritages pré-orogéniques (cf. fig. 2, p. 24).

Les facteurs structuraux majeurs sont liés à la préparation tectonique pré-orogénique et aux différents calcaires.

Les plis de direction dinarique (N.W.-S.E.) se sont heurtés à une paléogéographie post-liasique (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Les exemples les plus

frappants en sont le *massif du Louros* où la discordance du *Vigla* est la plus nette, et le massif du *Farmakovouni* où les voûtes actuelles enveloppent des horsts hérités. Cette crise tectonique s'est accompagnée de soulèvements en cordillères, de failles qui livrent un matériel corrélatif de brèches et de l'érosion d'un limon argileux transformé en schiste dans les sillons intermédiaires. Ainsi s'intercale, dans la série calcaire, une série alternée et discontinue en raison de la paléogéographie mouvante du sillon ionien (I.G.R.S. I.F.P. et J. Aubouin ⁰¹).

Les orientations de cette première *Epire* étaient proches des orientations actuelles mais le style était moins ample et les reliefs plus courts et plus trapus. En conséquence la couverture des calcaires en plaquettes se montre plus souple que celle des calcaires de *Pantokrator*, indurés par recristallisation du ciment lors de ces mouvements. A cette paléogéographie, il faut associer la répartition des affleurements dolomitiques.

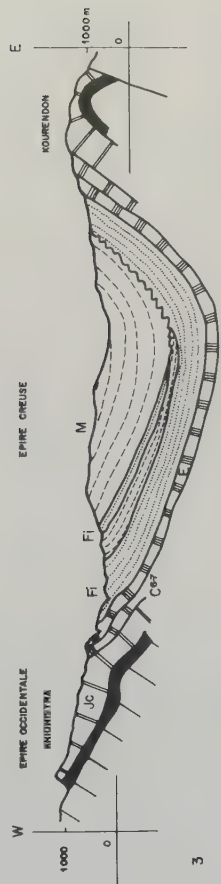
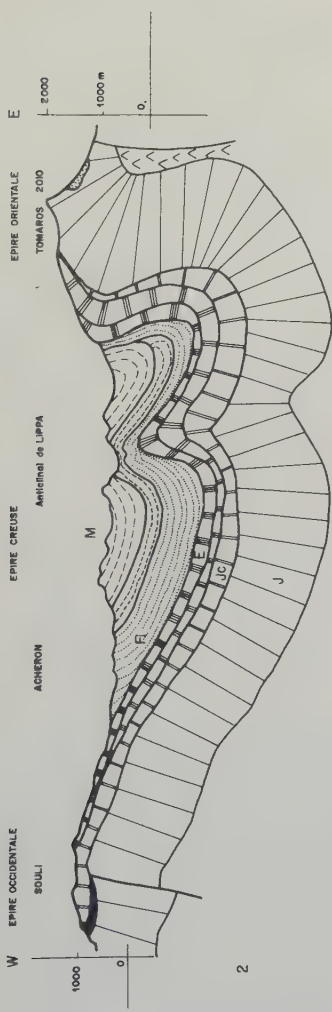
- Cette dolomitisation secondaire dont le front s'élève à des niveaux très inégaux dans la colonne sédimentaire, cloisonne la masse la plus karstifiable, celle des calcaires de *Pantokrator*, et gêne le développement du karst souterrain.

- De même il faut tenir compte de la persistance de certaines lignes directrices ou de certains paléoreliefs, sorte de monts de primogéniture qui brouillent le dispositif orogénique tardif de l'*Epire* et lui imposent des changements d'orientation. Ces changements de direction entraînent soit des allongements périphériques externes, générateurs de formes comparables à de véritables fissures tectoniques, soit des raccourcissements internes qui déterminent une rupture et un déversement de la voûte anticlinale le long d'un accident chevauchant.

2.2. Les caractères morphologiques : du modèle post-orogénitique aux héritages du Quaternaire. Le modèle actuel.

En Grèce Occidentale, l'ancienneté progressive des affleurements fait des massifs orientaux les reliefs modelés dans les calcaires les plus récents et des montagnes occidentales les crêtes portées par les calcaires les plus anciens. Cette disposition des affleurements pose le problème de l'exis-

Fig - 5



Légende lithologique cf. p. 26

Source : I.G.R.S. - I.F.P.

ECHELLE : 1/100 000"

tence d'une ablation syn-orogénique. Les combes des anticlinaux de *Mazarakia* et d'*Igouménitsa* suggèrent l'existence d'une topographie de dégradation dont les dépôts corrélatifs sont sans doute les couvertures détritiques mio-pliocènes, du Sud de l'*Épire*. L'apparition de cette topographie peut dater d'un peu avant la crise orogénique majeure comme le font supposer certains faciès grossiers du Burdigalien inférieur, localisés dans le synclinal de *Botzara* ou le val de *Margariti*. Cette topographie a été ensuite déformée ainsi que les dépôts qui la masquent, au Néogène et au Quaternaire. Elle se confond parfois avec des aplanissements de faible superficie en certains endroits (*Mourtos*). Elle a été déformée, chevauchée en certains secteurs du *front* de *Parga* et partout dégradée en topographie karstique.

On peut se poser la même question pour les topographies culminantes en roches tendres (*Épire creuse*) (cf. fig. 4 et 6 p. 28/32). Pour avancer une réponse, il faudrait savoir sous quel climat et par quels processus cette topographie a pu se développer. Il fallait que son élaboration fût rapide pour marquer une contrée relativement instable. Les mouvements orogéniques se poursuivaient en effet avec, certes, moins de violence que lors de la crise principale, mais avec assez d'intensité, toutefois, pour gauchir la *nappe* du *Zalongo*, ployer le Néogène d'*Arkhangēlos* en anticlinal, à *Riza*, et réactiver le diapirisme.

Les séries néogènes sont plus caillouteuses et sableuses que limonneuses et argileuses. Les lentilles lithochromes constituées à partir d'anciens sols transportés sont très rares. Leur témoignage étant compté, les caractéristiques sédimentologiques des séries grossières deviennent l'unique recours pour la reconstitution climatique de cette période (J. Tricart et A. Cailleux, 157).

- Le karst de l'*Épire* se caractérise par l'abondance des formes superficielles. Il se définit aussi par l'existence d'un karst souterrain et par la présence d'un karst bordier. En effet, aux poljés classiques qui aèrent les massifs les plus vastes s'opposent les bassins poljés des synclinaux de *Margariti* ou de *Popovo*, ceux de *Dodone*, de *Térovo* ou de *Grammenon*. Commandées par le réseau de failles, les formes du karst se sont agrandies par étapes. Le complexe argileux qui atténue le fond des dépressions, comme à *Karvounari*, permet de reconstituer les ambiances climatiques qui commandèrent

la morphogenèse du moment (P. Birot, 29). De même l'analyse des pollens permet d'affiner cette reconstitution et de présenter les grands traits du paysage. A ces formes principales s'ajoutent des formes majeures comme le *poljê* de Jannina ou les *cuvettes* de Delvinakion et de l'Achéron. Leur emplacement dépend de facteurs structuraux en relation avec la halo-tectonique.

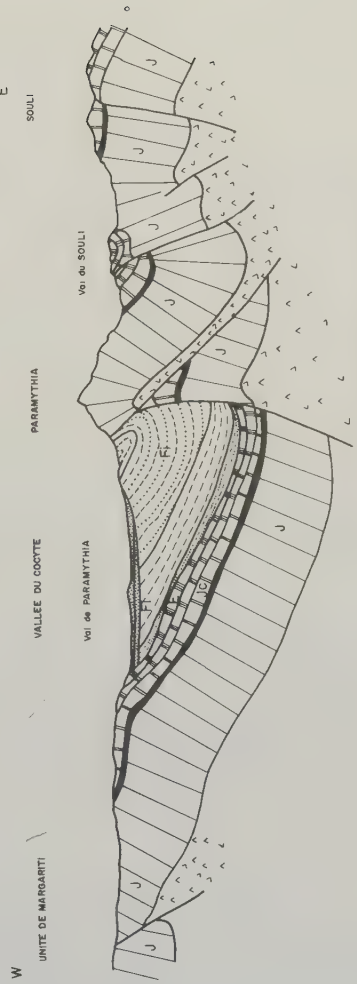
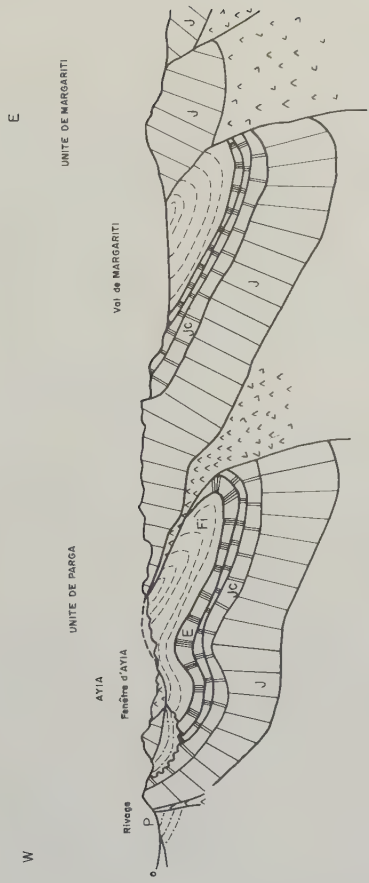
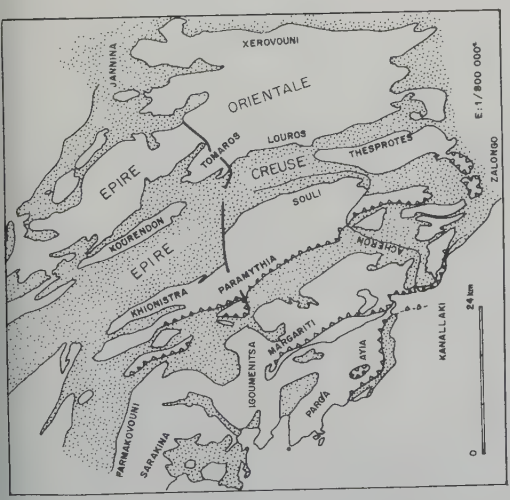
- les systèmes morphogéniques successifs depuis le Burdigalien ont engendré des pentes qui réorganisent les versants structuraux calcaires et les masses tendres des flyschs ou des molasses. Les types les plus variés recoupent les roches dures.

Les montagnes calcaires sont composées de versants structuraux bordés d'escarpements tectoniques. Ces formes ont été transformées en pentes d'ablation, de corrosion ou d'accumulation où les influences structurales s'effacent de plus en plus. L'inverse se trouve aussi. Certains de ces versants ne correspondent pas à une définition structurale précise. Ils ont été déformés ultérieurement en panneaux flexurés qui redeviennent ainsi des versants structuraux dérivés d'anciennes pentes d'ablation, de corrosion ou d'accumulation. D'autres ont été brisés postérieurement en gradins successifs par des rejeux tectoniques. Certains, enfin, évoluent par la simple érosion différentielle, même si les contrastes lithologiques sont faibles en Grèce Occidentale.

Ainsi la morphogenèse a créé des générations de formes dont le développement est parfois interrompu par des rejeux tectoniques, et, surtout, par des changements de climat au cours du Quaternaire. La morphogenèse est aussi responsable d'un modelé dont le façonnement doit être expliqué à partir des séquences climatiques (P. Birot, 22). Il existe ainsi de courts aplanissements que le karst a ensuite dégradé ; des collines basses et convexes que séparent des couloirs aménagés en thalweg, et qui accidentent les gradins de Grammenon, de Térovo, de Mourtos, et de Sayadha ; des vallées abandonnées qu'atténuent de vastes cônes argileux. Toutes ces formes dépendent de systèmes morphogéniques différents. Les uns favorisèrent l'enfouissement des eaux et la corrosion ; les autres avantagèrent l'humectation superficielle brisant par le froid et les redoux les calcaires ; les autres par le ruissellement de surface et l'écoulement torrentiel incisèrent le modelé. Dans le relief actuel de ces montagnes méditerranéennes, il y a donc un héritage quaternai-

Fig -6

Epire occidentale



Légende lithologique cf. p.25

Source : I.G.R.S. - I.F.P.

Echelle : 1/100 000

re important. (Fig. 3/5/7 p. 26, 30, 34).

Le modèle des roches tendres est plus délicat à interpréter. Les influences structurales y disparaissent plus vite bien qu'une mobilité tectonique récente n'y soit pas négligeable sous l'aspect de disharmonies, de fauchages et de collapse-structures. Ces conditions structurales peuvent déterminer le modèle. En outre ce dernier est fossilisé par des nappes détritiques d'origine aréolaire ou il est disséqué par une érosion torrentielle banale et actuelle. Les sols ou les limons y sont rares cependant. Ce modèle est également à mettre en rapport avec les séquences climatiques propres au Quaternaire méditerranéen.

Celles-ci commandent aussi l'aspect des principaux dépôts détritiques. On relève ainsi :

- des tabliers de brèches climatiques, indurés, lapiésés, démandelés et perchés au-dessus des grandes vallées fluviales. Ils constituent des entablements structuraux qui frangent le pied des parois dans toute l'*Épire*, semblables à ceux des *Monts du Valtos* (B. Bousquet et J.P. Charre, 39).
- des cônes lithochromes, argilo-caillouteux, très vastes et dont la surface peut être régularisée ou masquée par des cônes torrentiels plus tardifs. Ils s'étalent aussi bien sur les roches tendres de piémont que sur les degrés calcaires et que dans les cuvettes diapiriques. Les uns sont riches en silex, les autres en esquilles calcaires. Leur couleur varie du rouge brique au rouge brun.
- des cônes torrentiels cimentés ou mobiles.
- des talus d'éboulis en vrac ou lités et de couleur ocre. Ils sont parfois légèrement indurés en surface.

D'autres séries sont représentées par des altérites d'origine pédologique in situ ou non. On peut distinguer :

- les argiles de décalcification du karst. Ces formations d'un rouge sombre peuvent être enrichies par des blocs calcaires disposés en lits ou dispersés en surface.
- des sols bruns qui reposent en fine pellicule aussi bien sur la terra rossa que sur les calcaires en plaquettes,
- des rankers sous forêt d'altitude qui tapissent les pentes du *Tomaros* et de *l'Olitzaka*.

Ces différentes formations superficielles montrent une succession climatique contrastée. Mais en *Épire*, les relations entre les différentes séries sont difficiles à établir car la dispersion est de règle et les emboîtements très rares.

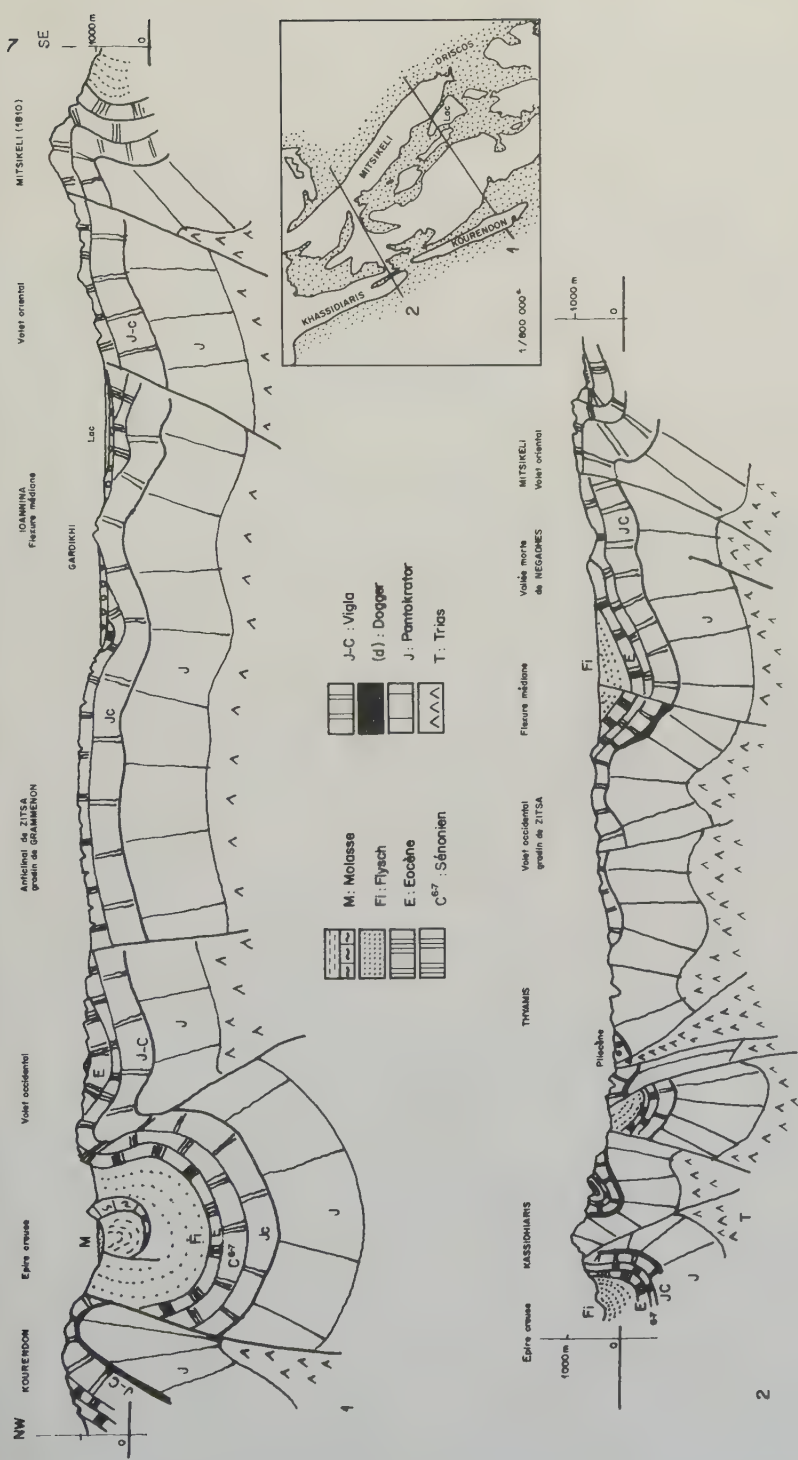
3. Conclusion : l'Épire, rebord continental exorétique.

Le compartimentage du relief est donc prépondérant. Sans les grandes rivières, il garderait son trait essentiel qui est celui d'une association de reliefs indépendants.

Ceux-ci diffèrent selon l'importance de tel ou tel affleurement : on peut ainsi opposer les montagnes de *Pantokrator* à celles des calcaires en plaquettes ; selon l'influence de tel ou tel facteur structural, par exemple les dépressions marginales de diapir qui dépendent de l'halocinèse ; selon l'effet de tel ou tel facteur climatique, telle la neige présente jusqu'à mille mètres en hiver et qui commande l'aspect de la haute montagne. Toutefois le karst souterrain sauvegarde une certaine unité et il a donné naissance à la mythologie du séjour des morts, à celle du *Cocyte* et de l'*Achéron* infernal dont les gorges doivent autant à l'érosion linéaire qu'à la corrosion karstique. En outre, l'*Épire* est une région qui permet de reconstituer les processus responsables du modelé, et qui sert à évaluer l'importance de la tectonique dans la défiguration des topographies pré-quaternaires. La constitution des vallées a été tardive, en effet. L'aboutissement des fleuves à la mer caractérise l'évolution morphologique depuis le Néogène. Les artères fluviales ont désenclavé peu à peu les bassins fermés hérités du Tertiaire. Ainsi l'*Épire* est devenue une bordure continentale exorétique. Ce fait est essentiel car il commande le chimisme des formations pédologiques et les processus d'ablation, c'est à dire le profil des versants. Sur ce point, l'*Épire* s'oppose à l'*Acarnanie*. Cette dernière par son isolement et par la constitution de multiples niveaux de base sur ses façades permet en revanche d'établir une meilleure chronologie des faits.

Il y a donc un type d'organisation morphologique *épirote*. Il est fondé sur la dégradation d'une topographie sommitale, sur la constitution de grands versants et sur la création d'un modelé karstique au cours du Quaternaire.

Fig - 7 Epire Orientale : coupes à travers l'unité du Xérovouni (E) et de celle du Lauros (W) - Kouranton et Kassidiariis



ECHELLE: 1/100 000^e
Source: I.G.R.S. - I.F.P. (1966)

CHAPITRE 2

L'ACARNANIE, UN BLOC ISOLE

L'*Acarnanie*, mot dont la signification est perdue puisque le nom est pré-hellénique, occupe l'angle SW de la *Grèce Occidentale* et fait partie, comme l'*Epire*, de la zone isopique ionienne la plus externe des *Hellénides*. (J. Aubouin 01 et B.P.-I.G.R.S.98). Elle se présente, à l'intérieur de cette zone, comme une région dont l'unité et la singularité reposent sur trois caractères.

- Elle est constituée de trois contrées qui s'ordonnent en bandes parallèles allongées NW.SE. auxquelles on peut donner les noms de *Xérovouni* pour l'échine orientale, de *Xéroméros* pour la bande centrale et de *Monts d'Acarnanie* ou de *Haute Acarnanie* (in Thucydide, II, 83) pour les massifs occidentaux.

- Elle révèle un agencement de reliefs tel qu'on peut y distinguer des types qui lui sont propres, malgré certains traits communs au monde méditerranéen et grec.

- Elle se présente comme un massif isolé par des limites nettes, véritables coupures morpho-structurales.

On peut donc définir l'*Acarnanie* comme une région affectée d'une zonation tripartite, d'une juxtaposition de reliefs et dont l'organisation est celle d'un bloc isolé (Cf, Fig. 8, p.36).

1. Les trois contrées de l'Acarnanie.

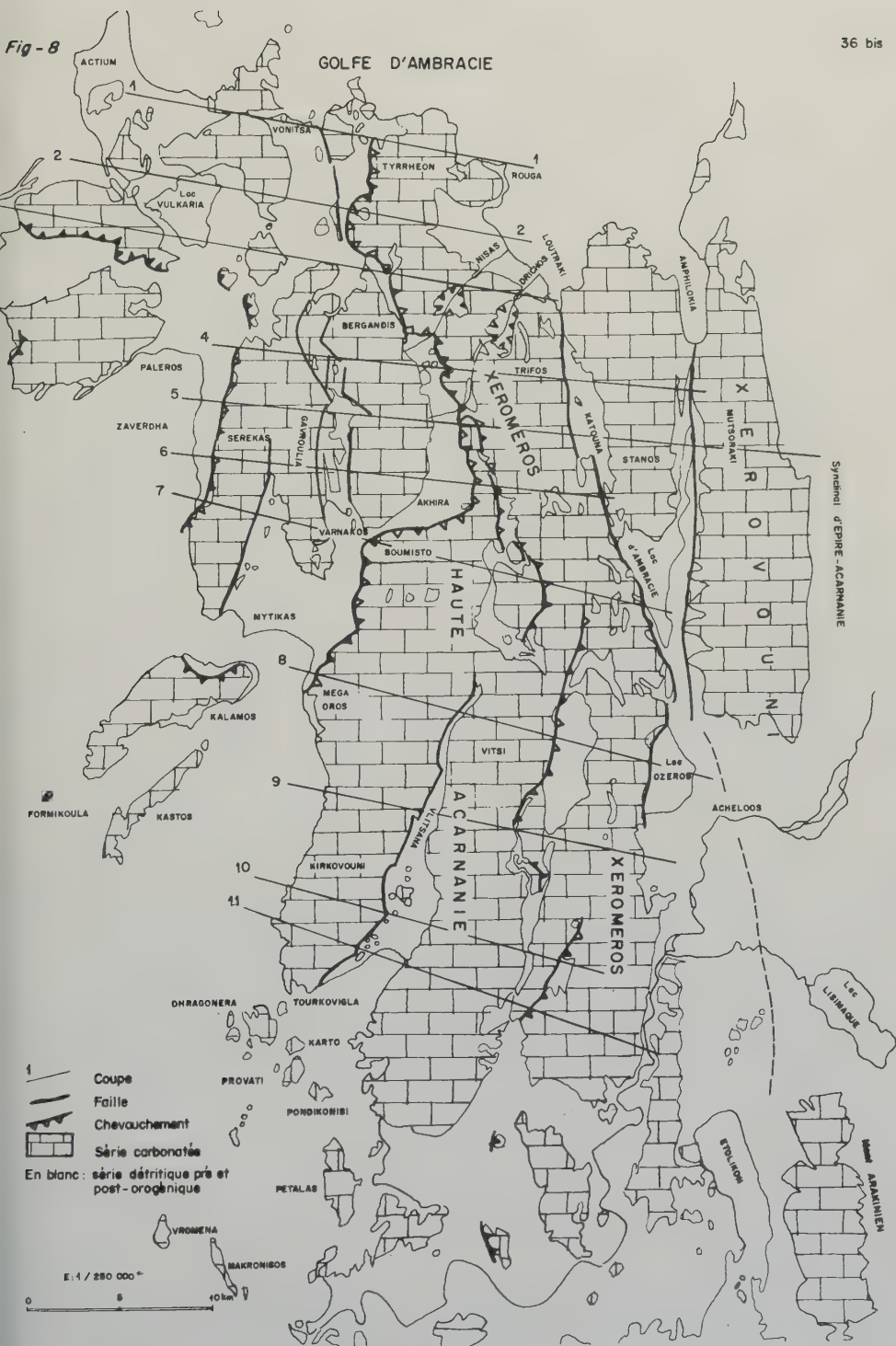
1.1. Les Acarnanies : juxtaposition d'unités structurales.

La bande orientale, le Xérovouni d'Acarnanie, la montagne sèche, est une échine calcaire qui disparaît par trois fois : au Nord, dans le golfe d'Ambracie, au Sud, dans le golfe de Patras, au centre dans la plaine d'Agrinion. Ce chaînon très allongé (60 km), parfois complet, parfois réduit à un crêt ou à un bloc dissymétrique est le prolongement du Xérovouni épirote et il s'incurve progressivement du NW vers le SE. Il se subdivise au N., en un double massif : le Stanos (550 m.) et le Thyamon-Mutsoraki (700 m.), au S., en un mont aux formes structurales pénée-primitives, le Mont arakinien (750 m.), frontière entre l'Acarnanie et l'Etolie au dessus de Missolonghi. Porté par des calcaires post-liasiques, il est scindé par des failles longitudinales en son centre. Ces accidents d'effondrement déterminent le couloir d'Amphilokia entre le Stanos et le Mutsoraki.

La bande centrale est une zone, aux roches broyées semblables à des brèches, cartographiée comme Néogène sur la carte géologique à 1/500.000ème. On peut l'appeler le Xéroméros, le pays sec. Bien que ce terme fût autrefois utilisé pour désigner toute l'Acarnanie afin de l'opposer au Valtos (L. Heuzey, 96), il peut désormais être réservé à ce gradin à l'affleurement unique qui n'a pas d'équivalent aussi étendu en Epire (Cf. Fig. 9/10/11 p. 38-40-42). Ce faciès issu d'un broyage tectonique s'étale fractionné en petites unités aux cloisons rongées par des dépressions fermées et des plaines intérieures digitées qui conduisent à la mer. Selon les endroits, ses formes sont molles, désordonnées et engorgées d'argiles ou bien déliées, alignées et sous-tendues par un calcaire broyé daté du Trias. Ce cap-rock s'étend sur plus de 80 km et enveloppe la Haute Acarnanie du delta de l'Achéloos au Sud à la plaine d'Actium au NW. Si, dans sa partie la plus élevée (800 m.) et la plus étroite, il est incisé par des rivières transverses, le Nisas et le Drichos, partout ailleurs c'est un karst à dolines, à gouffres, à poljés et à collines. Sa terminaison méridionale simule un naufrage d'îles qui sombrent dans la mer ou qui s'enlisent dans les alluvions du delta de l'Achéloos, paysage qui a frappé dès l'antiquité Pausanias. La terminaison septentrionale présente des contrastes plus affirmés entre des collines basses et des plaines d'accumulation échancrées de golfes qui abritent les échelles de l'ancienne ville de Tyrhéon visitée par Cicéron.

La troisième bande située à l'Ouest et que bat la Mer ionienne,

Fig - 8



dresse les hauts murs des *Monts d'Acarnanie*. On peut la subdiviser en deux régions (Cf. Fig. 9/10/11 p.38-40-42).

La première, au Nord, groupe les hauts massifs. A l'Est, le *Per-gati* ou *Bergandis* (1 600 m.) est l'épine dorsale de la région, à la crête régulière mais dissymétrique puisqu'à flanc conforme à l'Est et à flanc déversé à l'Ouest. Il est flanqué, au Sud et à l'Ouest, de massifs délimités par des accidents tectoniques : le *Boumistos* (1 600 m.), bloc aux quatre faces nettes, le *Gavroulia* (1 300 m.) et le *Ser Ekas* (1 100 m.), l'un et l'autre, longues échines devenues des horsts. Leurs sommets sont dénudés et enveloppent le calcaire de *Pantokrator*. Leurs flancs raides donnent sur d'étroites plaines intérieures et des couloirs fluviaux. En même temps, ce pays de montagnes très fermées s'articule de part et d'autre d'un val d'une trentaine de kilomètres de long. Il est constitué au Nord d'une série de blocs incisés par des torrents entre lesquels se dilatent quelques bassins karstiques. La structure synclinale est défigurée par un champ de failles et ne se repère que par des affleurements de flysch restés au fond de petits fossés d'effondrement. Vers le Sud, la vallée plus régulière est creusée dans les séries tendres pré-orogéniques (val de *Varnakas*). Les hautes rampes de ces massifs dominent un littoral déterminé soit par les flancs des retombées calcaires, soit par des banquettes de terrains tendres, parfois accrues de plaines de colmatage, parfois ourlées de cordons littoraux.

La seconde région, au Sud, prolonge cette *Acarnanie* montagneuse par des reliefs allongés et moins hauts, d'une venue plus courte et aux lignes fuyantes. Ils encadrent le long synclinal de *Vlitzana*. Ces chainons aux sommets disposés comme des chenilles processionnaires, ont des flancs larges, des chevrons de calcaires post-liasiques et des parois dérivées d'accidents tectoniques qui dénivellent le calcaire de *Pantokrator*. Au dessus de la mer, on a affaire à de lourdes masses (*Kirkovouni*) compartimentées par des failles aux escarpements nivelés. Le rivage se moule sur la disposition structurale et obéit aux suggestions de la tectonique et de l'incision continentale. On retrouve, ici, en moins élevée une disposition épirote alors que la région septentrionale mélange les hautes altitudes de l'*Epire orientale* et la compacité des terminaisons de l'*Epire méridionale*. Ainsi, à un haut pays de sommets obtus en calcaire gris, aux lapias étendus s'oppose un bas pays de gor-

ges bordées de forêts et de défilés d'une grande sauvagerie dont le parcours ne peut se faire qu'à pied.

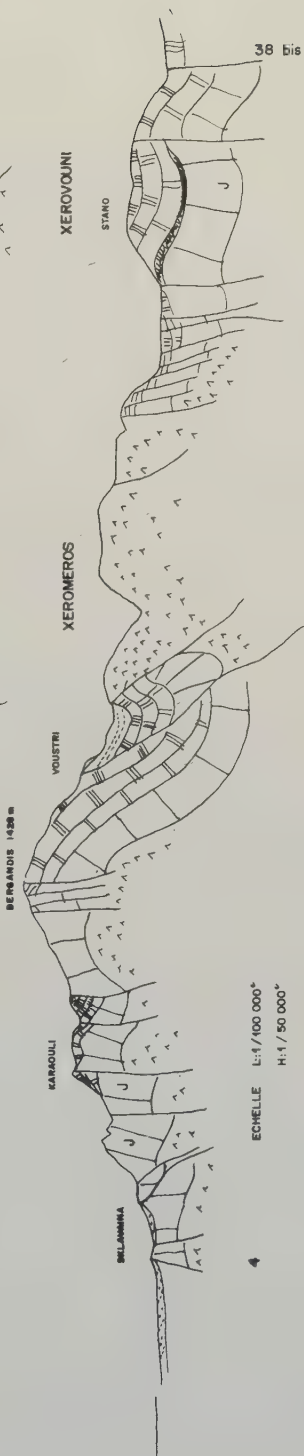
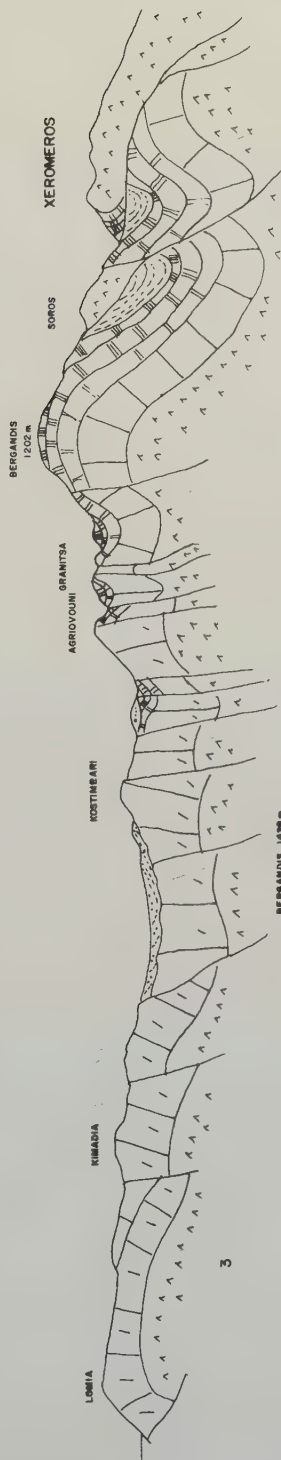
Ces trois contrées dont les positions sont plus le fait d'une brutale juxtaposition que d'une progressive transition, ne reproduisent pas la disposition épirote. Si la bande orientale est le prolongement du *Xêrovouni d'Épire*, elle n'en a pas l'altitude ; si les massifs occidentaux peuvent à la rigueur reproduire ceux de l'*Épire de l'Ouest*, ils n'en ont pas la disposition rythmée ; enfin le *Xêroméros* n'a pas d'équivalent au N. du golfe d'*Arta*. Il n'existe pas non plus d'*Acarnanie creuse*. Les séries détritiques pré-orogéniques sont peu étendues et la molasse est rejetée à l'extérieur du domaine acarnanien. Cette particularité souligne l'importance du golfe d'*Ambracie* comme accident de premier ordre. Il joue à la fois le rôle de niveau de base et celui de frontière morpho-structurale entre les deux provinces, à la manière d'une cluse alpine entre les massifs pré-alpins (P. Veyret, 170).

1.2. Les physionomies de l'Acarnanie.

Ces trois contrées possèdent certes les traits généraux de la Méditerranée et les traits régionaux de la Grèce, mais aussi des traits particuliers, acarnaniens.

Province à la fois montagneuse et de bord de mer, l'*Acarnanie* offre un relief vigoureux et élevé jusqu'à 1 600 m. ; une végétation parfois dense de chênes verts et de sapins mais assez mal enracinée. Les sols y sont discontinus, minces et vulnérables. Les plaines intérieures ou littorales sont fertiles et isolées ; des secteurs côtiers déserts et rocheux comme le promontoire *Tourko-Vigla*, la guette des Turcs, la pointe *Crithoté* des Anciens, ou alluviaux et marécageux diversifient ses rivages déjà décrits par Strabon. Enfin, l'importance du matorral formé de chênes-kermès, de Labiées odorantes marque vigoureusement l'appartenance de l'*Acarnanie* à l'aire méditerranéenne (P. Birot et J. Dresch, 24).

Elle présente ensuite, comme l'*Épire*, des échines calcaires longues et régulières à versant Ouest abrupt (parois de *Zaverdha* du *Ser Ekas*, du *Gavroulia*, etc...) et, à versant Est monoclinale (versant du *Bergandis*, flanc du *Vitsi*, etc...), mais aussi rectifiées par des accidents tectoniques



ECHELLE L: 1/100 000⁺
H: 1/50 000⁺

(flancs du *Ser Ehas*, du *Kirkovouni*, du *Boumisto*, etc...). Elle expose des gradins feutrés de terre caillouteuse et rose ou argileuse et rouge (versant de *Trifos*). Elle possède des vallées ouvertes dans les terrains tendres (vaux d'*Akhira* et de *Varnakas*) des séries détritiques pré-orogéniques. Elle offre une gradation du couvert végétal qui fait opposer une riviéra étroite et argentée d'oliviers à un arrière pays de montagnes, assombri d'une toison rêche de chênes-kermès. Comme l'*Épire*, ses caractères structuraux majeurs sont liés à la préparation tectonique de l'ensemble orographique et aux réactions lithologiques des différents calcaires qui composent la colonne sédimentaire. A la différence de l'*Épire*, les affleurements de dolomies sont moins nombreux. Les orientations des massifs calcaires sont N.S., alors que le *Xéroméros* a une direction NW.SE et recoupe ainsi les unités autochtones. Les caractères morphogéniques sont aussi très comparables. On constate l'ancienneté progressive des affleurements d'Est en Ouest et en superficie, la plus grande étendue des calcaires du Lias. Cependant le compartimentage tectonique a déformé plus intensément la topographie de dégradation développée au cours du Néogène. On observe comme en *Épire*, un karst représenté par des lapias et des dépressions fermées qui dérivent d'un fluvio-karst. Les versants bordiers des plis ont été réaménagés par des processus morphogéniques variés qui témoignent d'une succession de climats. Les formations superficielles et corrélatives sont en outre du même type que celles d'*Épire*.

Cependant l'*Acarnanie* présente des traits qui lui sont propres en raison des contrastes accusés et de l'agencement compressé de ces principales unités structurales (Fig. 9/10/11 p.38-40-42). Les vallées y sont plus étroites et d'accès plus difficile qu'ailleurs. De courtes rivières inadaptées s'échappent par de profonds exutoires transverses. En outre, tout autour, des piémonts caillouteux s'accumulent en bordure de plats pays argileux. Les plaines d'accumulation sont parsemées de collines isolées. Elles sont parcourues au Sud par l'*Achéloos* et noyées au Nord par les lacs de *Vulcaria* et d'*Actium* logés au coeur d'atterrissements livrés aux échassiers ou cultivés en coton.

L'*Acarnanie* se caractérise donc par un morcellement du relief mené à l'extrême et par une complexité des orientations qui révèle un paroxysme structural dont le *Xéroméros* est la manifestation la plus violente.

1.3. L'Acarnanie, comme une île du domaine côtier "égéen"

Des traits énumérés, il résulte un style acarnanien d'autant plus net que le type d'organisation du modelé est celui d'une île à la différence de l'Épire. Ses limites sont en effet si franches qu'elles la séparent de la Grèce, l'isolent de l'Épire, la fractionnent elle-même en cantons indépendants que des pistes étroites étreignent mal. Ainsi le compartimentage en petites unités doit être expliqué à partir de l'héritage morpho-structural pré-orogénique. De même les multiples contacts tectoniques relèvent d'une mobilité orogénique tardive. La combinaison de ces deux facteurs fonde le principe d'organisation du relief acarnanien (cf. Fig. 8 p. 36). Ce dernier est de type insulaire et met l'accent sur l'instabilité des niveaux de base aussi bien marginaux que locaux. Il commande l'indépendance des bandes entre elles et celle de l'Acarnanie par rapport au continent grec. Il engendre une instabilité qui commande l'évolution du modelé.

Ainsi du point de vue morphologique, si l'évolution reste de type ionien, la disposition du relief et du modelé fait de l'Acarnanie une région à part.

2. L'Acarnanie, problèmes et valeurs des contacts.

Les limites de l'Acarnanie qui sauf à l'Ouest sont littorales, doivent être décrites et définies car elles commandent la répartition des grandes masses du relief.

2.1. Les limites littorales : les fluctuations du domaine côtier.

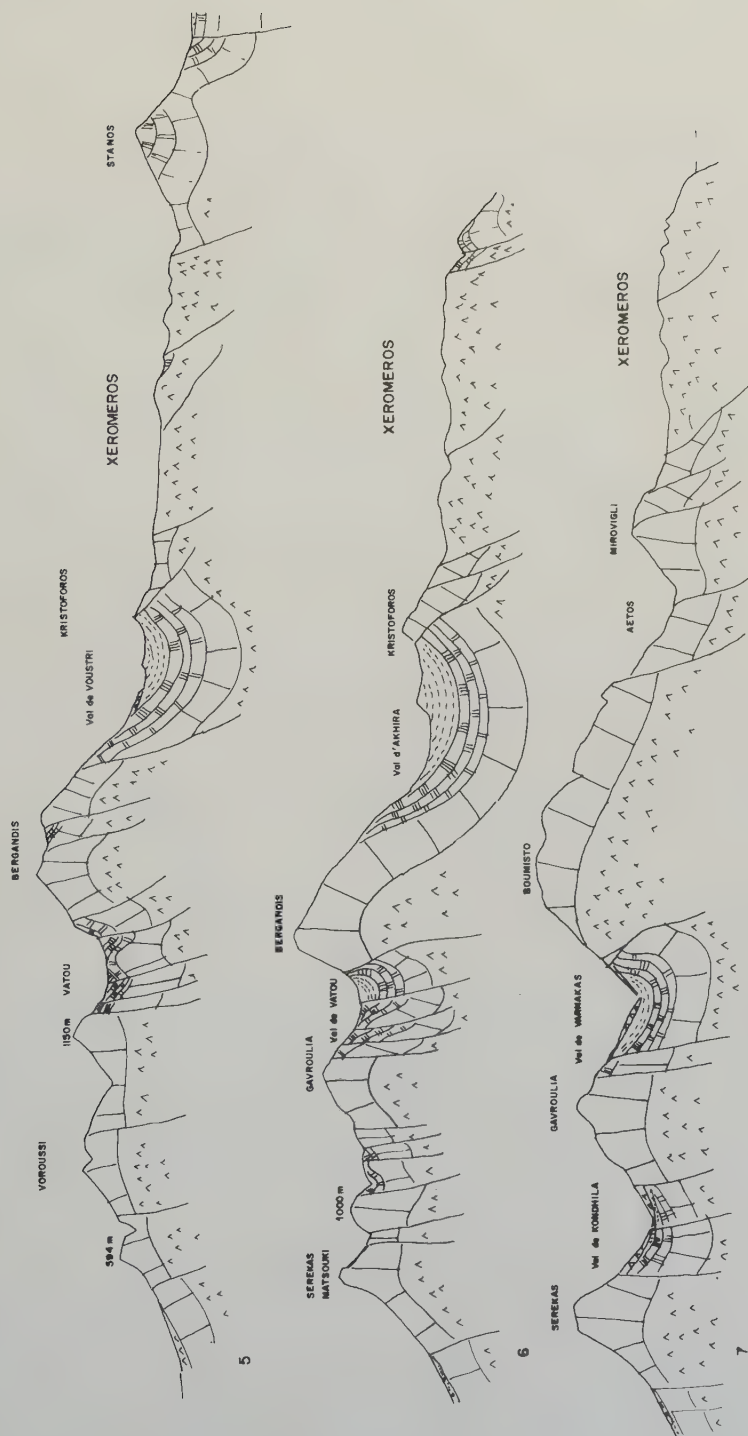
La façade côtière est haute, accore et structurale. Les secteurs rocheux se calquent sur les flancs des massifs et les rares secteurs alluviaux se déploient au droit des synclinaux de flysch ou face aux deltas. (Cf. Fig. 8, p. 36 et Fig. 15 p. 54).

Le littoral ouest rigide se compose de trois secteurs majeurs à l'échelonnement décalé vers l'Est de part et d'autre des bêtes de Mytikas et d'Astakos.

Fig - 10

40 bis

Acamanie centrale



ECHELLE L: 1/100 000
H: 1/50 000

Il s'accompagne de deux sortes d'îles. La première comprend les grandes îles, parfois éloignées comme *Céphalonie* (1 600 m.) ou *Ithaque*, parfois proches comme *Leucade* (1 600 m.) ou *Kalamos* qui appartiennent à un avant pays plissé et brisé. La seconde est constituée de hauts-fonds, d'écueils, d'îlots au relief, parfois vigoureux mais de faible altitude (400-500 m.), parfois à ras de l'eau et déchiquetés par des lapias qui défigurent des plateaux surélevés. Cet archipel se compose de deux groupes : l'un, au Sud, associe les îles *Dragonera* et *Exinades*, blocs de *Pantokrator* sur lesquels s'ancrent les cordons pré-littoraux du delta de l'*Achéloos*. L'autre, au Nord, comprend les îles *Méganisi*, *Kastō*, *Spartī*, *Skorpīos* composées de calcaires post-liasiques aux formes structurales nettes. Seule l'île de *Formikoula* est de brèches de Trias et jalonne ainsi un des accidents tectoniques majeurs qui commandent le tracé du littoral, ainsi que la découpe de détail du rivage.

Cette façade de hautes terres précédée d'un archipel ordonné reflète un ennoyage récent. Celui-ci affecte un modelé hérité du Tertiaire d'après la répartition des placages caillouteux datés du Néogène par les géologues de BP. Ainsi le trait de côte est récent mais le domaine côtier est ancien. En effet, le fond des baies de *Mytikas*, de *Paléros* ou de *Vonitsa* est atténué par des sédiments pliocènes. Comme on retrouve de tels placages dans les îles, il faut comprendre cette portion de l'*Acarnanie* comme un pré-continent instable.

On retrouve une semblable disposition pour le littoral épirote. Ce dernier en effet se subdivise en quatre secteurs dont on peut reconnaître les équivalents tout au long du littoral acarnanien.

- au Sud, le rivage épirote se développe dans les nappes caillouteuses déformées et reproduit la situation acarnanienne de la plaine de *Vonitsa-Paléros*.

- au centre, il est délimité par le front des massifs de *Margariti* et de *Parga*. Les secteurs côtiers échelonnés suivent le décalage des fronts, comme, au centre du domaine côtier acarnanien, les secteurs alignés sur le front de *Zaverdha* (*Ser Ekas*) et celui de *Megas Oros-Kirkovouni* à *Mytikas*.

- au Nord, oblique aux plis, il présente une succession de caps et de baies ainsi qu'en *Acarnanie* les secteurs de la baie d'*Astakos*.

- près de l'*Albanie*, le littoral est défini par le diapir de *Filiatès* et

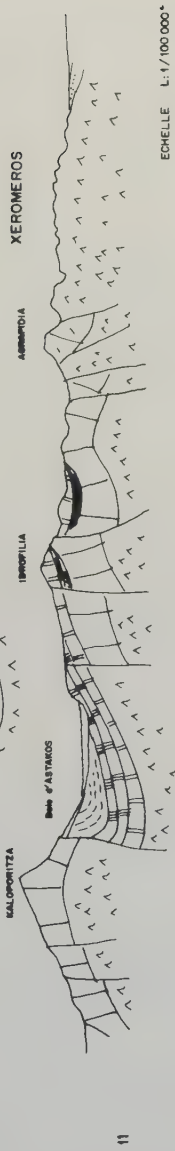
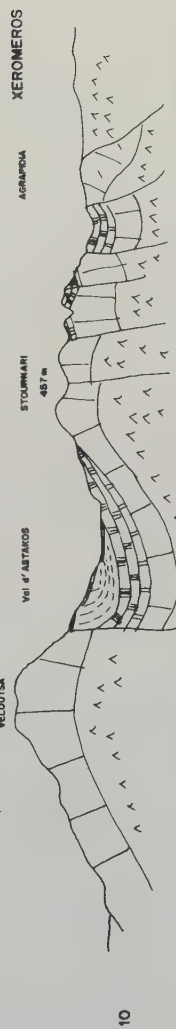
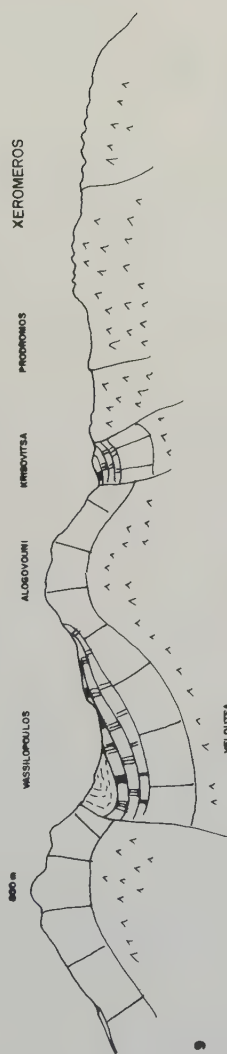
remodèle l'extrémité du delta du *Thyamis*. Cette situation est semblable à celle du pays des *Oeniades* où l'*Achéloos* embourbe d'alluvions le *Xéroméros*. (Fig. 2, p.24 et Fig. 8, p.36).

La différence tient à la multiplication des îles vers le large, en face de l'*Acarnanie*. Le domaine côtier acarnanien se caractérise par la multiplicité des unités structurales et par leur compartimentage.

La façade méridionale aux trois deltas plaqués contre elle, deltas de l'*Achéloos*, de l'*Evinos* et du *Mornos*, n'a pas de limites stabilisées puisqu'on assiste à un éloignement du niveau de base tandis que le trait de côte s'acquiert peu à peu. Elle fait ainsi partie des côtes régressives définies par J.C. Kraft (104) dans le reste de la Grèce. C'est aussi le type de la côte dont l'avancée est historique, d'après Vita-Finzi (171).

Tout autre est la côte septentrionale. Celle-ci s'articule d'abord en secteurs alternativement tendres et rocheux, caillouteux et argileux. Des collines calcaires, des cônes anciens ou récents servent d'enveloppes à des plaines de colmatage qui se terminent à la passe d'*Actium*. A l'extrême ouest, un chenal dragué sépare *Leucade* de ce pays de terres basses qu'aucune rivière ne traverse. Le cadre structural y est complexe puisque les collines qui accidentent l'isthme entre le golfe de *Paléros* et la baie de *Vonitsa*, font partie d'un front de chevauchement disloqué par des failles décrochantes (I.G.R.S.-B.P. 98). Le rivage se poursuit vers l'Est en formant le bord du golfe d'*Arta*. Il associe à des presqu'îles rocheuses des baies ouvertes ou régularisées comme à *Rouga*, par des cordons qui isolent des lagunes. Il se termine par une côte rocheuse à profondes indentations, aux abords d'*Amphilokia*.

La submersion récente efface tout étagement littoral sauf sur certaines presqu'îles de *Vonitsa* taillées dans les brèches de Trias. Là on repère un niveau coquillier, en partie kokkenmödding, puisqu'on y trouve des outils préhistoriques mêlés à des restes d'animaux. Pourtant la mer mord à peine ce piémont, et ennoie plutôt un relief plissé instable. Ainsi on peut se demander si le trait de côte dépend d'un niveau de base établi depuis peu ou s'il dépend d'un découpage tectonique très récent (J. Mercier et al. 123). N'est-il pas en définitive le résultat d'une tectonique profonde encore active puisque le domaine côtier est la région des séismes les plus violents en Grèce Occidentale. (cf. Livre III, 3ème partie).



ECHELLE L:1/100 000
H:1/50 000

Académie méridionale

2.2. Les limites internes : tectonisation et évolution morphologique.

Les limites orientales de l'*Acarnanie* sont tectoniques. Celles qui ont une valeur régionale et une signification générale sont au nombre de quatre (Fig. 8, p.36).

- La première est celle du *Xérovouni* avec le synclinal d'*Épire-Acarnanie*. Ce contact est très long mais son explication est simple. Il découle du dégagement d'un flanc calcaire qui plonge sous le flysch.

- La deuxième limite est celle du *Xérovouni* avec le *Xéroméros*. Elle est complexe puisqu'elle s'établit au contact de deux unités structurellement différentes. Le *Xérovouni* est un anticlinorium écaillé au flanc ouest faillé. Le *Xéroméros* est un gradin de type diapirique qui peut passer à la nappe de déversement dans la région des fenêtres de *Drinos* et de *Loutra Trifos*. Le contact se fait par l'intermédiaire d'une série de fossés. Cette dépression qui semble se poursuivre en *Épire* entre le *Xérovouni* épirote et les massifs du *Louros*, entraîne dans le golfe d'*Ambracie* une véritable dissymétrie bathymétrique. Cette dépression atténuée de sédiments pliocènes lacustres est fractionnée par des accidents tectoniques en petits bassins endoréiques : fossé de *Katouna*, ombilics des lacs d'*Ambracie*, *Ozéros* et *Lisimaque*. Ce contact appartient à un fait structural qui affecte toute la *Grèce Occidentale* interne et dont l'apparition a commandé l'organisation hydrographique des provinces. (cf. Chap. 17).

- Le troisième contact se situe entre le *Xéroméros* et les *Monts d'Acarnanie*. En apparence simple, il est délicat d'interprétation. En effet, le long des flancs structuraux des plis de la *Haute-Acarnanie* vient se plaquer le front des brèches du *Xéroméros*. Si dans certains cantons, le contact a la netteté d'un recouvrement tectonique, dans d'autres il se réduit, au-dessus d'une dépression karstique, à un talus médiocre. Cette unité lithologique se présente en fait comme un relief dissymétrique à front monoclinel. Des mouvements ultérieurs viennent donc recouper la nappe, (cf. Chap. 17).

- La quatrième limite est celle de la *Haute Acarnanie* avec le domaine côtier. Le littoral actuel s'inscrit en effet à l'intérieur d'un domaine côtier constitué au cours du Néogène. Ce piémont est le résultat de l'accumulation de plusieurs séries détritiques d'origine continentale :

- Le Néogène à faciès conglomératique qui recouvre le Néogène marin.
- les brèches climatiques anciennes qui s'avancent sur le Pliocène.
- les cônes lithochromes en contre bas des nappes indurées.
- les coulées caillouteuses et les cônes torrentiels qui ravinent les formations précédentes.
- les plaines de colmatage et les deltas récents.

Mais nulle part on n'observe de plages anciennes semblables à celles de Corfou ou de Céphalonie. L'invasion de la mer peut donc être récente et provoquer actuellement une réduction des piémonts. Cette fluctuation des limites est-elle due à une instabilité tectonique ou est-elle seulement eustatique ? Le problème se pose d'autant plus que l'accumulation des dépôts se fait souvent par superposition et non pas par emboîtement.

Ces contacts variés par leurs aspects, par leurs dimensions, par leur rôle et par leur intérêt chronologique posent en fin de compte le problème de la mise en place des unités du relief et celui de l'élaboration du modelé. Tous trahissent plus qu'en Épire la marque d'une tectonique active.

3. L'Acarnanie : organisation d'un bloc isolé.

Son type d'organisation dépend de la succession des différentes phases tectoniques. C'est la présence du *Xéroméros* qui la pose d'une façon éclatante, du fait de son origine. En effet sa mise en place oblige à envisager plusieurs phases, en même temps responsables de la constitution des plis. En corrélation, la mise en altitude s'est faite aussi progressivement puisqu'on constate la présence de sédiments fins sous des parois de mille mètres et leur recouvrement, par des tabliers de brèches plus récents. On est ainsi amené à envisager une mise en altitude au cours du Quaternaire de l'arc égéen apparu au Néogène tardif.

De même on observe une indépendance certaine des contrées entre elles. Aucune rivière, comme en Épire, ne relie les régions orientales à celles de l'Ouest. Le *Xérovouni* est le plus indépendant ; son évolution se fait en fonction du couloir étolien. Le *Xéroméros* s'est trouvé dépendant des cuvettes néogènes qui servent de niveau de base à l'Acarnanie montagneuse. Mais le secteur méridional s'est ensuite détaché de la Haute Acarnanie en

se soustrayant à son évolution morphologique. En revanche le secteur septentrional est resté solidaire de l'évolution des versants du *Bergandis* puisqu'il est traversé par le *Nisas* et le *Dricos* dont les sources se situent dans les massifs calcaires. Les *Monts d'Acarnanie* ont eu une évolution à part. Ils sont assujettis aux oscillations du niveau de base constitué par le golfe d'Arta et la Mer Ionienne. C'est par le mécanisme de l'enfouissement karstique ou par celui de l'antécédence que les rivières se sont adaptées, selon leur alimentation, aux affleurements rencontrés et aux accidents tectoniques recoupés.

On se rend compte ainsi du rôle de ces limites et de ces contacts. Ils révèlent une évolution en vase clos que le chimisme des formations argileuses corrobore. A l'intérieur de l'Acarnanie il s'est donc établi une sorte d'étagement du modelé.

- Les paysages d'altitude aux reliefs atténués regroupent les massifs montagneux et les bassins fermés d'altitude.

- Les paysages des topographies moyennes : les gradins du *Xérovouni* et le degré du *Xéroméros* où les lapias gorgés d'argiles sont enveloppés par des versants convexes ou réguliers.

- Les paysages des plats pays : les piémonts intérieurs et les littoraux déformés.

On peut donc envisager l'Acarnanie comme une île. Les cellules définies dépendent, en effet, d'une mobilité inégalement répartie sur ses façades. Le modelé de l'Acarnanie actuellement est le résultat d'une bataille pour le partage des bassins-versants. Il est commandé par le développement d'une insularité qui gagne progressivement depuis le Pliocène. C'est un thème que l'on retrouve dans le domaine côtier,

On se rend compte ainsi de la différence qui oppose l'Épire de l'Acarnanie. La première à la disposition régulière ne se montre pas affectée d'une compression aussi intense que l'Acarnanie. Cette dernière, par sa fracturation et par ses épisodes d'insularité est proche de l'évolution d'une île de l'arc égéen. Cette situation ne cesse d'influencer l'évolution des unités morpho-structurales depuis l'orogénèse et rend compte de la difficulté qu'on a à dissocier les formes primitives des formes évoluées, déformées et gauchées ultérieurement.

CHAPITRE 3

LE DOMAINE COTIER, LA DESORGANISATION D'UN REBORD CONTINENTAL

Mise à part la multitude d'écueils et d'îlots localisés le long des rivages acarnaniens, le domaine insulaire se répartit en quatre îles que l'on peut ainsi regrouper, *Céphalonie et Ithaque, Corfou et Leucade*.

3.1. Céphalonie et Ithaque.

L'une et l'autre se situe au contact de la zone isopique ionienne et de la zone de Paxos (J. Aubouin, 01).

A *Céphalonie* les presque îles occidentales appartiennent à la zone pré-apulienne et font partie d'un lourd anticlinorium (I.G.R.S.-B.P. 98), écaillé dont les altitudes les plus hautes se situent à l'Ouest (*Aĩnos*, 1 600m) (Cf. Fig. 12, p. 48).

La disposition tectonique détermine une série de crêtes monoclinales. Leur front est semblable par l'altitude et l'aspect aux versants bordiers des unités structurales du continent. Leur revers est profondément lapisé et même enduit d'un calcin qui indure des nappes détritiques peu épaisses. La base de ces versants peut s'incliner au point de prendre un profil très aplati avant de disparaître sous le flysch du synclinal de *Sami*. Parfois on observe de véritables replats. Certains tranchent les bancs et peuvent être considérés comme des pédiments au pied du versant de l'*Aĩnos* par exemple. D'autres portent des placages soit de sédiments pliocènes, soit de plages quaternaires. Ils dérivent alors de surfaces d'abrasion marine. Ces exemples montrent que les replats signalés par P. Fénelon et J. Nicod (1978) sont polygé-

niques. A l'angle des écailles, on observe un surcreusement d'origine karstique. Ces poljés dont l'ampleur est mesurée par la structure, sont gorgés d'argile rouge ou de cônes d'éboulis.

- Un premier trait original de l'île provient de sa lithologie. Le calcaire en bancs est parfois massif, parfois dolomitisé. Le plus souvent il se présente sous l'aspect d'une mylonite résultant d'une tectonique continue (J. Mercier et al. 123). Cette qualité de la roche est assez répandue pour donner naissance à un versant d'une instabilité inégale dans le domaine ionien. La pente est constituée en surface d'une nappe d'éclats en transit, même sous les forêts de sapins de *Céphalonie*. Le sol est un ranker instable, tant le creeping est rapide.

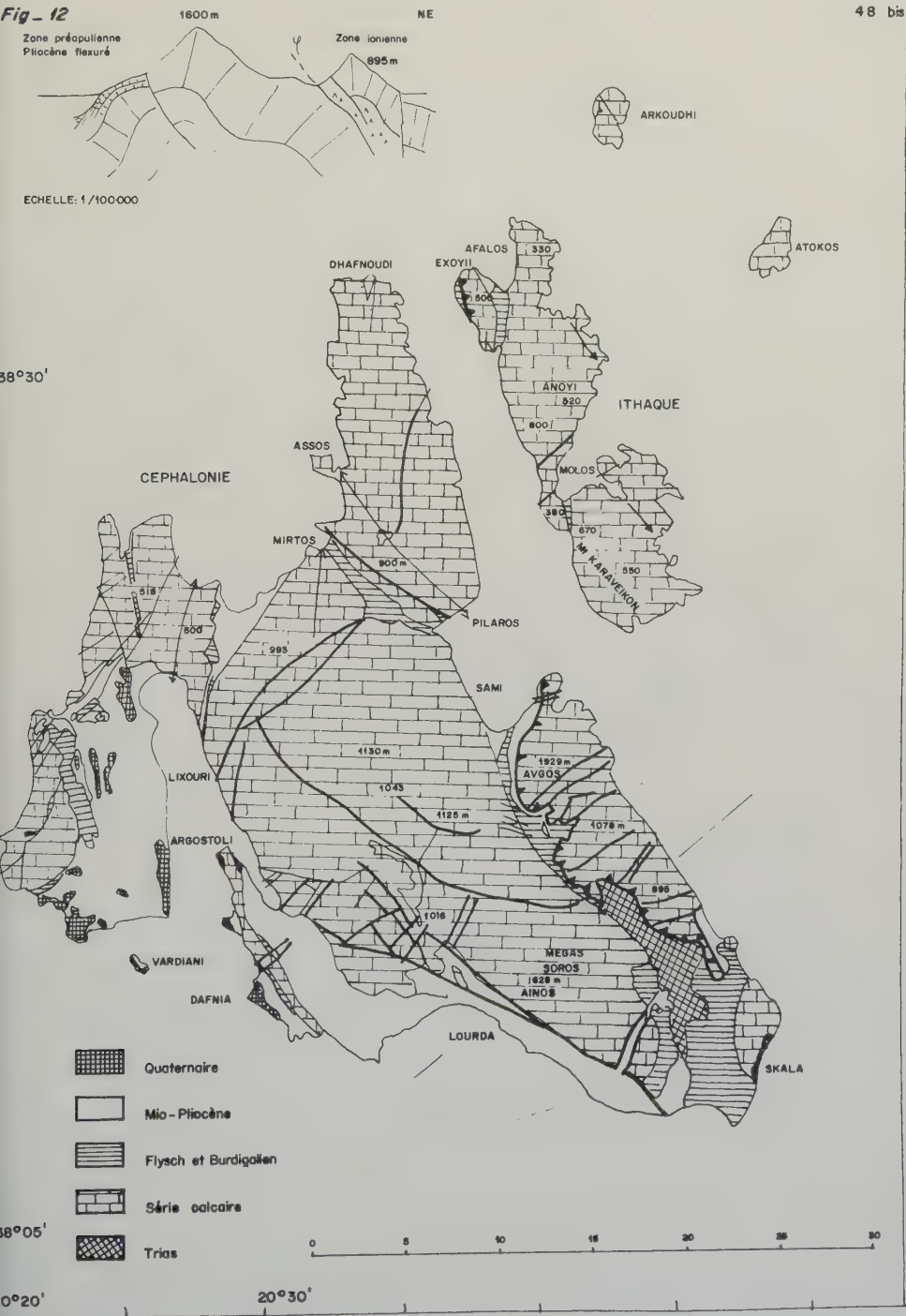
- Le deuxième trait original tient aux presqu'îles autour d'*Argostoli*. Elles se dégagent d'une couverture mio-pliocène qui s'élève en fait jusqu'au Calabrien (I.G.R.S.-B.P. 98 et B. Kéraudren 102). Déformée en synclinal, la série néogène détermine le golfe d'*Argostoli*. Les rives de la baie sont bordées de plages quaternaires soulevées et déformées. La côte occidentale se caractérise donc par une succession de déformations que l'on peut dater. Ces dernières affectent en effet les séries marines plio-pléistocènes et les séries détritiques continentales du Quaternaire, semblables à celles de l'*Épire-Acarmanie*.

A *Ithaque*, les calcaires de la zone isopique ionienne servent de bâti au relief de l'île. (Cf. Fig. 12, p. 48). Celle-ci s'articule en trois presqu'îles. La plus méridionale est un mont dérivé dissymétrique. La plus septentrionale est un crêt monoclinal à regard Est. Au delà d'un couloir de flysch qui détermine le golfe d'*Afalos* s'élève la presqu'île d'*Exoyi*, voûte de *Pantokrator* déversée vers l'Ouest. Au centre, le golfe *Molos* est fermé par un isthme étroit. Il s'articule en fait en deux blocs que séparent des failles décrochantes. Le déversement s'effectue au droit de la presqu'île d'*Anoyi* sur le Pliocène (I.G.R.S.-B.P. 98).

Ces deux îles sont séparées par un chenal large de deux kilomètres mais profond de 170 m. La limite de la zone ionienne est déterminée par un déversement coupé de failles décrochantes mais exagérée par des failles obliques plus tardives.

L'une et l'autre île sont aussi marquées par une dissymétrie dont le caractère est double. L'un est d'origine orogénique ; l'autre est d'origine marine. On peut ainsi opposer la façade ouest accore parce que surélevée

Fig. 12



tectoniquement et la façade orientale ennoyée car effondrée par un système de failles. Ce double caractère commande aussi les îles de *Leucade* et de *Corfou*.

3.2. Leucade et Corfou.

Leucade est un bloc calcaire où les géologues distinguent une partie orientale large qui appartient à la zone ionienne, d'une partie occidentale étroite, témoin de la zone de *Paxos* dont l'essentiel est actuellement immergé (J. Aubouin, 01 et J. Bornovas, 33). L'île se situe donc sur l'emplacement d'une véritable charnière d'origine tectonique. (Cf. Fig. 13, p.50).

La *partie occidentale* se compose d'un long anticlinal cambré vers le NE. Il dessine un mont conforme dont le flanc ouest au-dessus de la mer apparaît du N au S, parfois complet mais écorché par l'érosion, parfois ouvert par une combe de flanc, parfois tranché par une faille pour se terminer en pli-faille au *Saut de Sapho*. Son flanc oriental se dégage d'abord d'une couverture molassique qui atténue le synclinal d'*Ayios Pétros*, pour au Sud, au-dessus de la baie de *Vassiliki*, sombrer dans la mer en flanc structural fle-xuré.

La *partie orientale* est plus complexe. Elle peut être subdivisée en deux ensembles orographiques séparés par un synclinal étranglé, contenant du flysch et de la molasse. Ce trait majeur et permanent du relief débouche sur la baie de *Vassiliki* au SW et sur le golfe de *Nidhri* au NE.

Au NW, de la mer vers l'*Acarnanie*, le premier ensemble présente un édifice en arc de cercle, appelé unité de *Stavrotas*. Tourné vers le NW, il détermine la ligne faîtière du relief. Il est coupé de failles méridiennes et transverses et il est composé des plus vieux affleurements calcaires (Lias). Il se déverse sur la zone de *Paxos* et domine le littoral NW et N d'un énergique escarpement tectonique rendu fragile par la présence d'une large bande de broyage. Immédiatement au SE, il est flanqué de trois blocs qui n'ont aucun contact avec la mer : l'unité d'*Ayios Illias*, celle d'*Elati* et celle d'*Alexandros* (I.G.R.S.-I.F.P. 99). Constitués de calcaires allant du Jurassique à l'Eocène, ils sont déversés sur les couloirs synclinaux qu'ils pincet et dominent d'escarpements de faille inverse. A l'Est, enfin, exhumée de la couverture molassique émerge l'unité de *Scari*. Ce bloc dissy-

métrique à flanc Est tailladé de failles domine d'un lourd promontoire le golfe de *Drēpanos* et protège au Sud la plaine alluviale de *Nidhri* alors que son flanc ouest est mal dégagé de la molasse. Celle-ci forme l'unité d'*Epiclissi*. C'est un large affleurement néogène qui envoie un soubassement calcaire morcelé. Il s'arrête par faille au-dessus d'un littoral colmaté.

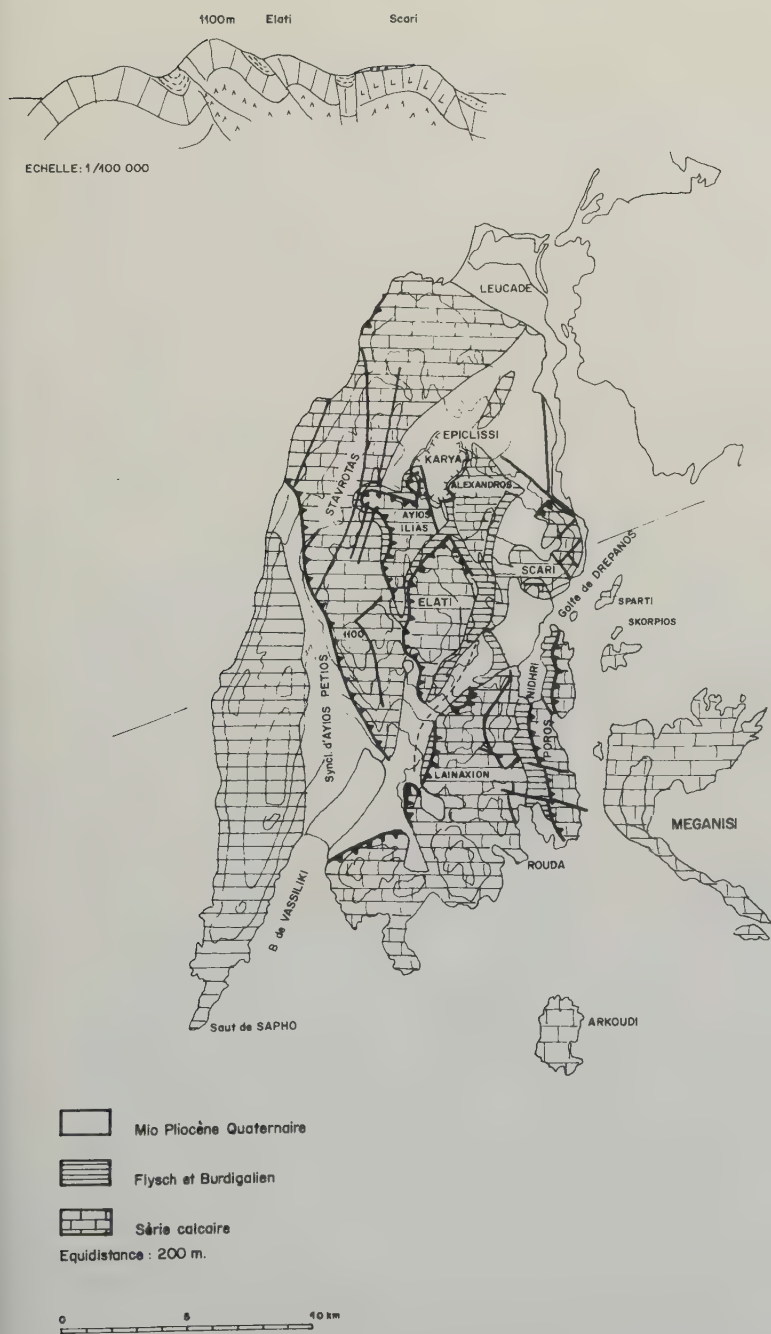
Au SE, le deuxième ensemble est composé de trois blocs, unité de *Lañnaxion*, au sens large, séparés les uns des autres par des décrochements. Ces mouvements de glissière ont articulé un rivage où l'érosion karstique et la tectonique se conjuguent pour donner un littoral à calanques. Enfin à l'extrême SE, face à l'île *Mēganisi*, l'unité de *Poros* s'organise en une ligne de crête monoclinale qui domine au SW la baie de *Rouda* et au NE celle de *Vlikhos*. Le golfe *Drēpanos* se termine au Sud par l'étroit de *Mēganisi* qui isole ainsi une sorte de mer intérieure encombrée d'îles et logée dans un volet synclinal exagéré par faille.

En définitive, l'île se présente comme un vaste mont déversé qui atteint 1100 m. au *Mēgas Oros* dont le flanc oriental est distendu par faille et modelé dans une couverture de calcaires en plaquettes. Le secteur nord-oriental se dégage d'une couverture molassique post-orogénique. On retrouve le style épirote dans la dissymétrie des reliefs et les traits acarnaniens dans la multiplicité des unités structurales.

La diversité du domaine côtier provient de la couverture détritique discordante sur le calcaire et le flysch. Cette situation se retrouve à *Corfou*.

Corfou s'allonge sur 80 km selon l'axe dinarique des reliefs montagneux épirotes. Elle ne s'élargit jamais, au delà de dix kilomètres d'E en W, sauf au N. où elle s'épanouit grâce au massif du *Pantokrator* (cf. Fig. 14, p. 52).

Le relief est morcelé en unités dont la taille n'excède pas la vingtaine de kilomètres de côté. L'île est ainsi composée de massifs peu élevés, portés par les calcaires compacts du Lias ou les calcaires en plaquettes. Ce soubassement est interrompu par des affleurements de calcaire de Trias cataclaté ou recouvert par les séries détritiques post-orogéniques. Ainsi, dans l'île des reliefs modestes ferment les horizons, raidissent les littoraux, cernent des bassins boisés, obligent les passages et imposent un cloisonnement où l'halocinèse, comme en *Epire Occidentale*, joue un rôle



important.

- Au NE, le massif du *Pantokrator* porte le point haut (910 m). Au sommet plat qui recoupe un affleurement de dolomie, le mont correspond à une voûte anticlinale. Le flanc Est conforme plonge vers le chenal corfiote, accidenté de replis secondaires. A l'Ouest le mont se déverse sur le bassin d'*Episkepsis*. (cf. Fig. 80 p.404)

- Au NW, le bassin de *Karoussadès* s'ouvre sur la mer. Des rivières s'y adaptent et s'y concentrent progressivement. Elles isolent de longues crêtes interfluves après avoir ébréché d'entonnoirs conséquents les cuestas de cette cuvette synclinale aux séries mio-pliocènes.

- Au Sud, la cloison de *Spartilla* s'accrole au massif du *Pantokrator* et se termine à l'Ouest par les hautes falaises du cap *Falakron*. Il s'agit de horsts transversaux qui se dégagent peu à peu des couvertures détritiques déformées. Cette cloison transverse domine le plat pays arboré du centre de l'île.

Le centre de l'île est occupé par le diapir de *Corfou*. On peut y distinguer :

- à l'Est, le diapir lui-même défoncé par le karst porte des séries fines miocènes déformées en synclinaux.

- à l'Ouest, il chevauche les formations pliocènes du bassin de *Yannadhès* qu'une ligne de reliefs isole de la mer. Des failles parallèles à la côte relèvent ainsi le Miocène bréchique qui recouvre le support calcaire.

Le Sud de l'île est composé de trois unités :

- Des blocs calcaires disposés en fer à cheval cernent le bassin mio-pliocène d'*Ayios Matthéos*. Les trois massifs occidentaux se décalent du N vers le S et ménagent d'étroits passages qui mènent sur un littoral abrupt. Le massif d'*Ayii Dekka* ferme le dispositif au N au-dessus du diapir de *Corfou*. A l'Est les massifs de *Stavros* et d'*Episkopiana* s'exhument des couvertures détritiques post-orogéniques. (cf. Fig. 80 p. 404) et Chap. 11)

- Ensuite s'élève le diapir de *Klomos* (300 m) qui domine à l'Ouest la dalle de grès marin de *Korissia* et à l'Est tombe dans la mer.

- Enfin la pointe méridionale est déterminée par le crêt monoclinale de *Lefkimmi*. Ce crêt de Pliocène donne une côte basse sur le chenal de *Corfou* et une côte à falaises face au large. (cf. Chap. 11)

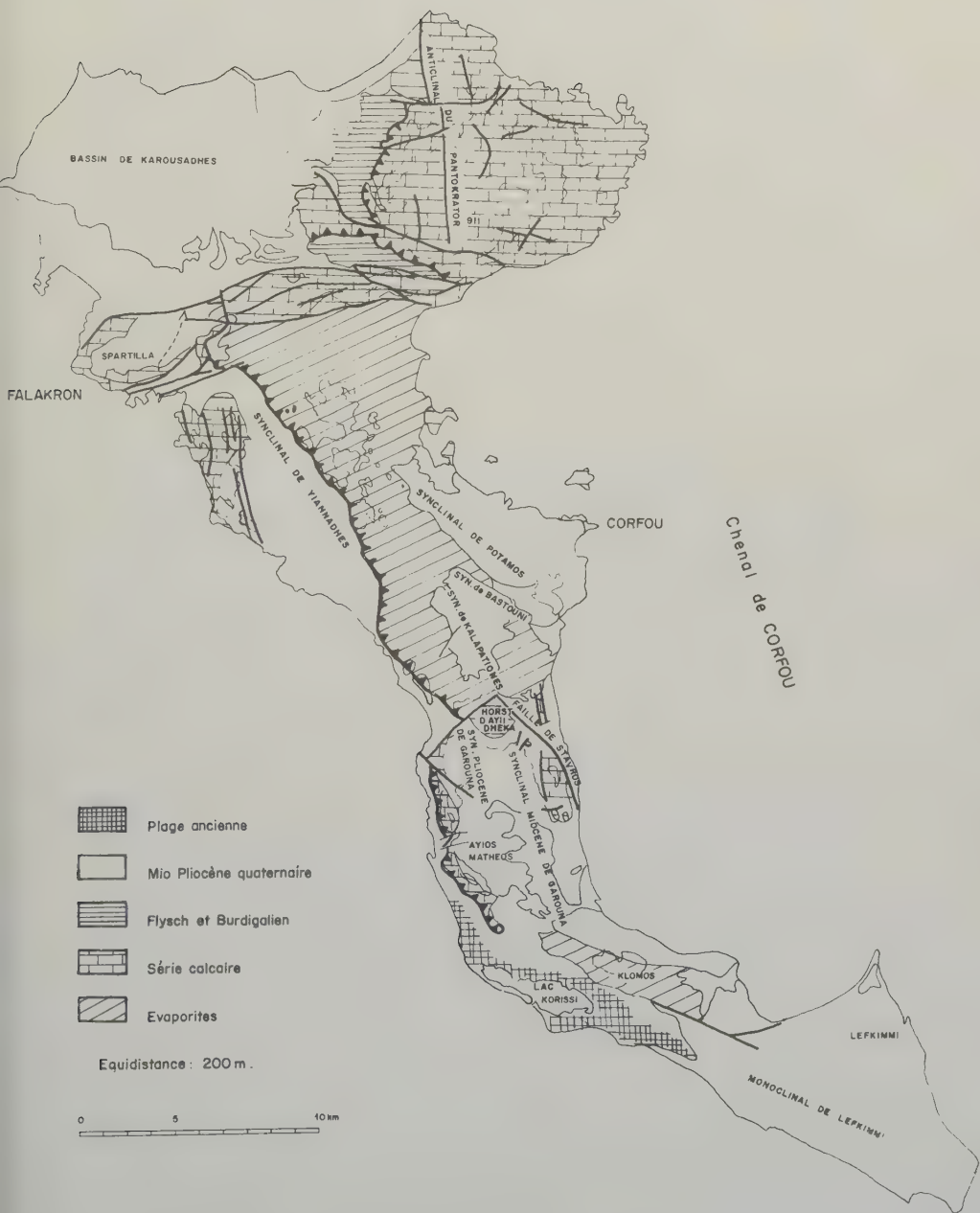
Le littoral de ces îles ne diffère pas de celui du continent. Il

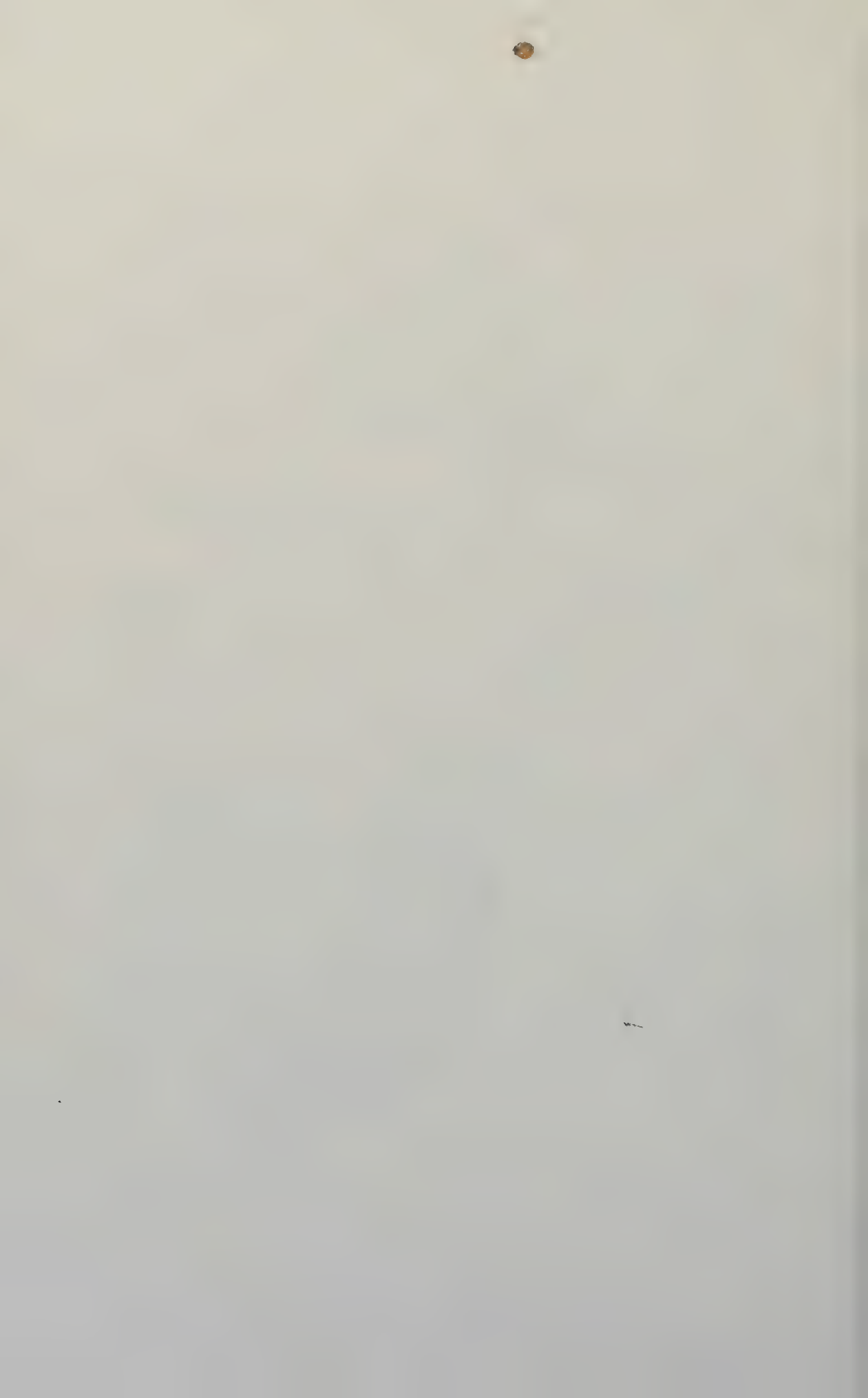
présente toutefois plus de variétés à *Leucade* (B. Bousquet, 36) et à *Corfou* en raison des couvertures détritiques post-orogéniques. En plus des rivages calcaires qui plongent dans la mer, se développent en effet des secteurs contraposés, des secteurs colmatés et régularisés par des cordons littoraux et des secteurs remblayés par des deltas. Les témoins des rivages quaternaires sont rares. Ils sont tous localisés sur les façades ouest des îles. Ils se présentent sous l'aspect de cordons littoraux indurés et ennoyés à *Leucade* ou de plages déformées devenues des dalles de grès et de calcarénites à *Céphalonie* et à *Corfou* (B. Bousquet, 37).

Cependant ces îles possèdent un certain nombre de traits communs qui permet d'avancer une définition morpho-structurale du domaine côtier.

3.3. Essai de définition du domaine côtier.

Les îles ioniennes font partie de l'aire méditerranéenne par leur végétation, leur climat, l'abondance des incisions torrentielles et le morcellement du relief. (Cf. Fig. 15, p. 54). Elles se caractérisent par un étalement de la végétation. Les olivettes s'élèvent jusqu'à des altitudes qui sur le continent sont déjà livrées au *saltus*. A partir de 400-500 m., la garrigue à Labiées odorantes et à chênes-kermès couvre les pentes. Les forêts rares se localisent à *Céphalonie*, mais montent jusqu'à 1 600 m. Les sommets toutefois sont dénudés. Les versants orientaux peuvent porter, si la topographie karstique s'y prête, des vignobles jusqu'à 1 000 m. (*Leucade*). Ce décalage de l'étagement végétal en altitude s'explique par le climat doux des îles. Il est cependant plus humide au Nord (1 300 mm/an à *Corfou*) qu'au Sud (860 mm/an à *Céphalonie*). Cependant en altitude les cycles gel/dégel sont possibles dès 1 100 m., les températures hivernales moyennes étant de + 2°C, au niveau de la mer. Les sols y ont une valeur de sédiments corrélatifs car, en raison de la jeunesse de certains reliefs, ils n'ont pu se former qu'au Quaternaire. Le ravinement torrentiel s'exerce dans les séries tendres abondantes du fait de l'extension des couvertures détritiques post-orogéniques. Enfin le cloisonnement du relief dépend de facteurs typiquement méditerranéens : une lithologie apparente car la dénudation est poussée, une tectonique active et une submersion récente des littoraux.





Les îles possèdent des traits communs au domaine hellénique continental. On y observe l'analogie de l'échelle stratigraphique et la similitude des types de déformations. Les plis sont lourds et déversés vers l'Ouest. L'halocinèse joue un rôle important et c'est à *Leucade* que pour la première fois le Trias évaporitique a été observé (J. Bornovas, ³²). Les crises orogéniques y sont plus tardives mais, comme sur le continent, elles provoquent une superposition d'axes structuraux et d'accidents tectoniques qui témoignent de phases préparatoires, majeures et post-orogéniques. On y remarque l'identité des processus morphogéniques appliqués à des formes structurales définies sur le continent. Les systèmes morphogéniques défigurent en effet les versants tectoniques souvent à blocs géants (P. Birot, ²¹) ; rarement à corniches. Le karst y est développé en raison du volume élevé des précipitations, mais il est moins étendu car gêné par les couvertures post-orogéniques qui masquent le soubassement calcaire.

Le domaine insulaire possède donc des traits observés sur le continent ; en tant que domaine côtier, il détient un certain nombre de traits particuliers. Son originalité tient à l'extension des couvertures détritiques post-orogéniques. Elles font de lui un pré-continent émergé depuis peu. Ce fait provient d'une mise en altitude progressive au cours du Quaternaire, à la suite d'une tectonique active et continue. La découpe insulaire en dépend ainsi que la variété des affleurements lithologiques sur le rivage. L'ennoyage récent explique la modestie relative des marques de l'érosion marine la plus récente le long des périmètres insulaires. Il s'y pose enfin le problème de la nature du chenal intérieur qui sépare les îles du continent. Celui-ci recoupe des accidents de premier ordre comme la limite entre la zone ionienne et celle de *Paxos* et des accidents de second ordre, comme le front de chevauchement de *Vargi* que l'on retrouve, semble-t-il, à *Corfou* (I.G.R.S.-I.F.P.99) ou comme celui du *Ser Ekas* d'*Acarnanie*. Il y a donc une désorganisation de l'ancien domaine côtier par des facteurs morpho-structuraux tardifs. Ceux-ci sont d'autant plus contraignants que l'on gagne vers le Sud, c'est à dire vers les golfes d'*Ambracie* et de *Corinthe*. L'ancien domaine côtier que l'on peut définir à partir des séries détritiques post-orogéniques joue à nouveau un rôle de nasse pour la sédimentation côtière actuelle en raison de sa mobilité tectonique. Le domaine côtier se définit donc à partir de la sédimentation

mio-pliocène qui masque encore le soubassement calcaire. Il s'organise à partir d'une trame tectonique d'autant plus active que l'on est à l'Ouest du continent hellénique quand on examine une carte de la sismicité des Balkans (Galanopoulos, 82 et V. Karnick, 101). Ainsi le littoral de la *Grèce Occidentale* se définit par rapport à une disposition morpho-structurale récente qui se superpose à une disposition antérieure néogène. Son découpage actuel ne peut se comprendre, semble-t-il, que resitué dans un dispositif subordonné à la tectonique des plaques (Mc Kenzie 116).

Conclusion de la Première Partie

(Cf. Carte hors-texte n° 1)

Le relief de l'*Acarnanie* dépend plus directement de la tectonique que celui de l'*Épire*. Le domaine côtier participe des deux et ajoute des nuances qui tiennent au climat et à la mer.

La *Grèce Occidentale* est compacte par ses formes et son agencement et fait partie d'un continent sans plateforme pré-littorale. Elle est en outre un domaine à l'écart au sein des *Hellénides* par ses limites, par sa situation géologique et par ses aspects morphologiques. Cependant elle se subdivise en trois provinces que séparent le golfe d'Arta et le chenal ionien.

Du point de vue de l'organisation morpho-structurale, les provinces continentales se partagent en trois bandes. L'*Épire* associe des régions aux lithofaciès différenciés par un lourd plissement ; l'*Acarnanie* juxtapose trois contrées en raison d'une tectonisation poussée. Le résultat est qu'en *Épire* les régions ne sont pas indépendantes les unes des autres grâce à l'adaptation des fleuves alors qu'en *Acarnanie* les contrées ont une évolution propre et les rivières restent cantonnées par leur bassin-versant à leur contrée d'origine.

La *Grèce Occidentale* présente aussi des caractères morphologiques semblables d'une région à l'autre. Elle est marquée d'abord par un héritage pré-orogénique auquel on peut rattacher les principaux traits morpho-struc-

Le domaine côtier



turaux et l'induration des litho-faciès calcaires. Elle présente ensuite un modelé qui dépend de systèmes morphogéniques d'âges différents. Il s'agit donc de savoir quel est l'héritage des périodes pré-quaternaires pour expliquer la topographie culminante. Il convient ensuite de comprendre la dégradation de cette topographie. Elle présente en effet un karst varié et de grands versants que réorganisent les divers systèmes morphogéniques du Quaternaire.

En conséquence, il s'agit de définir les formes qui se rapportent à un Quaternaire de type méditerranéen et de distinguer les différentes phases morpho-climatiques responsables du modelé. En même temps il s'agit de faire la part de ce qui revient aux crises tectoniques tardives, en raison de leur signification selon le modèle géographique choisi (J. Aubouin, 05 et J.F. Dewey et J.M. Bird, 58).

SECONDE PARTIE

LES DONNEES STRUCTURALES DU RELIEF ET LES CARACTERES DU MODELE DE LA GRECE OCCIDENTALE

La zone isopique ionienne a été déformée en un type de montagne plissée dont les caractéristiques sont la compacité des formes, la rigidité des accidents et la fraîcheur du modelé. Ces caractéristiques tiennent à la couverture sédimentaire, à la complexité de la trame tectonique et à la succession des morphogénèses, depuis l'orogénèse.

Les facteurs généraux qui ont permis de définir la zone ionienne par rapport aux autres zones isopiques de la Grèce, se nuancent de part et d'autre du golfe d'Arta. On explique ainsi la subdivision régionale établie précédemment.

Du point de vue lithologique, l'*Acarnanie* se distingue de l'*Épire* par l'importance prise par l'affleurement des calcaires cataclasés du Trias.

Du point de vue tectonique, l'*Épire* se différencie de l'*Acarnanie* par la relative simplicité de sa trame tectonique. Celle-ci se définit à partir d'accidents de chevauchement de direction dinarique et de décrochements transverses. L'*Acarnanie* en revanche voit se multiplier les petits accidents transverses et les accidents obliques aux failles chevauchants NW,SE.

Du point de vue morphologique, le morcellement morpho-structural plus intense de l'*Acarnanie* conduit à la multiplication des versants, à celle des fossés d'effondrement rarement exoréiques à ciel ouvert, à un modelé plus compartimenté que celui de l'*Épire*. Les îles appartiennent à la région continentale à laquelle elles font face.

CHAPITRE 4

LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Il s'agit de définir la colonne sédimentaire et d'évaluer ses caractéristiques et ses qualités.

1. La colonne sédimentaire (cf. Tableau p.61).

Une telle présentation peut se faire à partir des travaux géologiques de A. Philippson (137) et de C. Renz (144), de ceux de J. Aubouin et de l'I.F.P. (01 et 99), de ceux de J. Bornovas de l'I.G.R.S. (33) et de ceux de la B.P. C° (98).

La série sédimentaire est constituée d'un soubassement calcaire sur lequel reposent les séries détritiques pré- et post-orogéniques. En *Épire*, elle n'est pas homogène et on a pu distinguer une région interne, centrale et externe, cette dernière elle-même divisée en marges orientale et occidentale. En *Acarmanie*, il n'y a d'établi que la correspondance des faciès. Ces subdivisions fondées sur des particularités lithologiques et sur des dissemblances paléographiques ont cependant une signification géomorphologique dès qu'il y a la révélation d'une émergence. A l'occasion cette terminologie peut donc être utilisée pour désigner un domaine morphologique hérité.

1.1. Le soubassement calcaire (Cf. Fig. 16, p.58).

La base de l'échelle stratigraphique se compose de matériaux datés du *Trias*. Il est impossible d'y reconnaître une stratigraphie hors des

forages. On y observe des évaporites dont du gypse fibreux, et des calcaires sublithographiques noirs au toit de la formation et datés du *Carnien*. En fait, dans la zone ionienne, le Trias apparaît sous l'aspect de brèches qui résultent du broyage tectonique des évaporites. La formation de ce faciès dépend d'une halo-tectonique syn- et post-orogénique plus puissante en *Acarnanie* qu'en *Épire*.

Sur cette formation dont l'épaisseur est supérieure à 1 500 m, en *Épire*, à 3 000 m, en *Acarnanie*, repose la série carbonatée, continue du Trias supérieur à l'Eocène supérieur en *Épire*, interrompue par des hiatus de sédimentation en *Acarnanie*. Dans la zone de *Paxos*, les calcaires francs montent dans l'*Aquitani*en (fin Oligocène). Les différents faciès sont les suivants (Tableau p.61).

- à la base, les *dolomies* peuvent s'élever jusque dans les calcaires du Crétacé (îles *Syvota*, en *Épire*). Dépendant d'une dolomitisation secondaire, leur front s'établit à des niveaux fort différents.

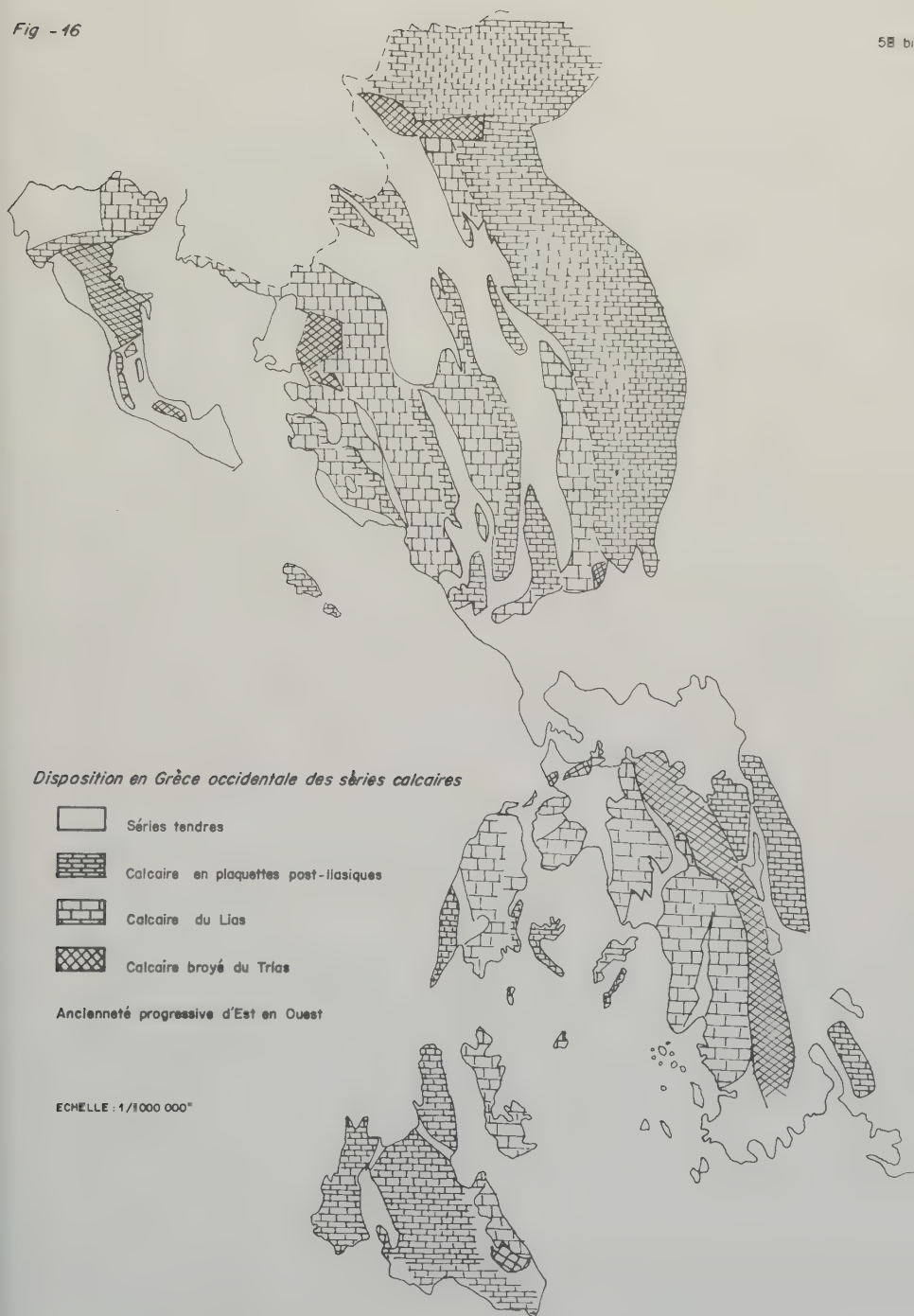
- en accordance, des calcaires liasiques dits calcaires du *Pantokrator* (site éponyme, *Corfou*). Ces calcaires en bancs massifs sont homogènes, rigides et très résistants. Leur épaisseur varie entre 500 et 1 500 mètres. Ils ont subi une tectonisation au Lias supérieur. Cette série se termine par un calcaire dit calcaire du *Sini*ais (site éponyme *Corfou*) de faible épaisseur (150 m. au maximum). Ce faciès est l'indice du développement de bassins (sillon ionien de J. Aubouin) dont les calcaires et les schistes suivants sont les révélateurs.

- Le *Dogger* (Jurassique moyen) se compose d'une série alternée dont les horizons ne se répètent pas d'une façon régulière.

- la première série comporte l'*Ammonitico Rosso* qui peut reposer sur des marnes rouges. Ce calcaire peut atteindre 40 m. d'épaisseur. Il est souvent remplacé par les Schistes inférieurs à *Posidonies*.

- la deuxième série comporte les Schistes à *Posidonies* inférieurs ou supérieurs car il peut s'y intercaler un feuillet calcaire épais au plus de 70 m. et dit calcaire à filaments. Ces schistes comportent une alternance de lits de calcaire argileux (1 à 5 cm.) et de lits de silex jaune ou brun. Leur épaisseur varie de 5 à 200 mètres.

- Sur la série du Lias et du *Dogger* se superposent les calcaires en plaquet-



tes qui vont du Jurassique supérieur à l'Eocène.

- Les calcaires du Vigla (site éponyme *Corfou*), du Jurassique supérieur au Sénonien inférieur, se composent de bancs épais de 5 à 20 cm entre lesquels s'intercalent de nombreux lits de silex. Leur puissance est très variable (500 m. au maximum). Les géologues distinguent à leur sommet une "zone siliceuse supérieure", plus siliceuse, plus lenticulaire que la zone des faciès à Posidonies à laquelle elle ressemble.

- Les calcaires du Sénonien supérieur se présentent comme un faciès lité, parfois à gros bancs (10-15 m.). Ils contiennent des silex en lits ou en rognons. Ces calcaires épais de 150 à 300 mètres sont plus résistants que les calcaires en plaquettes du *Vigla*.

- Les calcaires de l'Eocène présentent des caractères lithologiques voisins de ceux du Sénonien. Leur puissance varie de 80 à 400 mètres. Ce sont des calcaires plus finement lités et très fissurés.

Ce soubassement forme une série d'épaisseur très variable, mais toujours très importante de 1 500 à 3 000 mètres. On constate une discordance entre le *Pantokrator* et le *Vigla* dont la signification est capitale. Elle indique une lente submersion des paléoreliefs consécutifs à la crise tectonique toarcienne. L'exhumation de ces monts de primogéniture marque le modelé de l'Épire ou de l'Acarnanie.

1.2. Les séries détritiques pré- et post-orogéniques.

Ces séries constituées de flyschs et de molasses surmontent l'ensemble des roches carbonatées (Tableau p. 61).

Les *flyschs* épais de plusieurs centaines de mètres sont affectés d'un amincissement notable vers l'Ouest, en même temps qu'ils se différencient en plusieurs séries.

- Dans la zone ionienne interne, le flysch du synclinal d'Épire-Acarnanie commence dès l'Eocène supérieur et se termine à l'Aquitanién. Cette série comprehensive comporte plusieurs faciès et atteint 6 000 mètres d'épaisseur.

- Dans la zone ionienne moyenne, le flysch aux épaisseurs qui varient du simple au double, s'est déposé dès l'Eocène supérieur et jusqu'à l'Aquitanién non compris. Il est remplacé par la formation de *Rhadovizi* datée de l'Aquitanién.

Cette série de passage, à tendance molassique et marneuse, est seulement épaisse de 300 à 450 mètres. Elle a une signification paléotectonique et révèle une phase préparatoire. Lui fait suite le Burdigalien épais de 1 700 m. Ce dépôt de mer ouverte, calme et peu profonde caractérise l'*Épire Creuse*

- Dans la zone ionienne externe, il faut distinguer entre la marge orientale et la marge occidentale. Dans la première se superposent le flysch inférieur dit flysch de base déposé au cours de l'Eocène (800 m.), la formation d'*Ayii Pantès* datée de l'Oligocène sauf l'Aquitanien (1 300 m.), le flysch supérieur aquitanien (800 m.) et la formation de *Rhadovizi*. La marge occidentale (*Corfou, Leucade*) est caractérisée par un très faible développement du flysch de base. Il peut être absent en *Acarmanie*. Le faciès d'âge Oligocène est aussi extrêmement réduit. L'Aquitanien en revanche est bien développé alors que le Burdigalien est très aminci. (cf. Chap. 19).

Des discordances internes ou entre les formations indiquent, au cours de l'Aquitanien, l'existence de phases tectoniques qui précèdent celle du Burdigalien supérieur.

- Les molasses sont présentes dans la zone ionienne externe ; discordantes sur les séries inférieures, elles caractérisent un domaine côtier dont la superficie se rétracte au cours du Néogène. Les molasses cessent de se déposer au Messinien.

- Le Pliocène marin transgressif sur les séries précédentes se situe au long des littoraux actuels. Le Pliocène continental et lacustre s'observe dans les cuvettes intérieures ou le golfe d'*Arta*.

- Le Calabrien ne se localise qu'aux marges les plus occidentales du domaine côtier pliocène (B. Kéraudren, 1962).

Les séries détritiques pré- ou post-orogéniques se caractérisent par leur épaisseur, par la prépondérance des assises tendres sur les faciès gréseux ou calcaires. Elles présentent une superposition de flyschs ou de molasses qui oblige à ne pas sous-estimer les phases tectoniques préliminaires ou préparatoires (I.G.R.S.-I.F.P. 99).

SERIE STRATIGRAPHIQUE DE LA GRECE OCCIDENTALE

<u>PLIOCENE</u>	- Argile, sables, conglomérats continentaux.		
	- Argiles sables calcaires de type plaisancien et astien (Pliocène marin), avec conglomérats de base.		
<u>MIOCENE</u>	- Gypse (Messinien)		
	- Série détritique continentale (Pontien)		
	- Molasse avec conglomérats de base, argile gréseuse et récurrence de conglomérats au sommet. (Vindobonien et Tortonien).		
	- Molasse à faciès littoraux et conglomérats qui discordent sur le flysch et le calcaire. (Burdigalien)		
<u>OLIGOCENE</u>	Ouest Séries de Rhadovizi Centre -id°- Est		
	- Flysch supérieur		
	- Série d'Ayii Pantès		
<u>EOCENE</u>	- Flysch de base	Flysch	Flysch
<u>EOCENE</u>	- Calcaires lités		
<u>CRETACE</u>	- Calcaires lités		
	- Schistes "Upper cherts"		
<u>MALM</u>	- Calcaire de Vigla		
<u>DOGGER</u>	- Schistes à Posidonies supérieurs		
	- Calcaires à filaments		
	- Schistes à Posidonies inférieurs		
	ou		
	Ammonitico Rosso		
	Marnes rouges.		
<u>LIAS</u>	- Calcaire de Siniais		
	- Calcaire du Pantokrator		
	- Dolomies		
<u>TRIAS</u>	- Calcaire noir de Foustapidima		
	- Gypse et Evaporites, dolomies.		
	- <u>Formations vagabondes</u> : brèches de Trias au toit des diapirs.		

2. Rôle structural de la colonne sédimentaire.

La colonne sédimentaire est donc constituée d'un soubassement composé d'évaporites, d'une série calcaire dont la base est massive et cassante, dont la partie médiane alternée est discontinue et peu épaisse, dont la partie supérieure est litée et fissurée ; d'une épaisse série détritique pré- et post- orogénique.

2.1. L'échelle de résistance.

Elle se déduit de l'aspect des matériaux et de leur réponse aux processus morphogéniques. Si on retient les qualificatifs de J. Demangeot (55) afin de faciliter les comparaisons entre les *Abruzzes adriatiques* et la *Grèce Occidentale* on peut retenir pour les roches calcaires les qualités suivantes :

- les roches friables, réduites en menus fragments, concernent la série du Dogger et les dolomies. Les silex en lits se montrent très fragiles après avoir subi des contraintes tectoniques. Ils peuvent à l'affleurement sur un versant présenter un plissement intense et simuler des phénomènes de cryoturbation. La confusion est d'autant plus facile qu'ils se débitent en esquilles anguleuses de moins de un centimètre. De même les dolomies sont des roches esquilleuses. Sous les contraintes tectoniques elle se réduisent en une mylonite à fragments de moins de deux centimètres.
- les roches vulnérables caractérisent les calcaires en plaquettes. Ceux-ci se délitent facilement à partir des joints de stratification et des diaclases et fournissent les plus vastes pierriers. Cette série est donc sensible aux processus mécaniques de l'érosion.
- les roches résistantes sont représentées par les calcaires de *Pantokrator* sensibles toutefois à la dissolution karstique. Cependant les versants affectés d'accidents tectoniques deviennent vulnérables.
- les roches dégradées, c'est à dire modifiées par les contraintes tectoniques, sont représentées par les brèches de Trias.
- les roches tendres des séries détritiques pré- ou post- orogéniques sont sensibles à l'érosion linéaire et leurs assises les plus consistantes aux pro-

cessus initiaux physico-chimiques de l'érosion (altération en boules de grès et corrosion karstique des conglomérats).

En conclusion, aucune de ces séries n'est véritablement tendre. La colonne sédimentaire ne comporte aucune série active dont la vulnérabilité provoque une évolution rapide des formes structurales. Les inversions de relief sont donc rares, car la lithologie est faiblement contrastée. Cette homogénéité conditionne également le comportement des roches vis à vis des déformations.

2.2. L'échelle de compétence.

On peut classer les roches de la zone ionienne selon leur compétence (J. Goguel, 86).

- Les séries des évaporites et des mylonites de Trias forment un soubassement propice aux grandes déformations à cause de leur hétérogénéité et de leur faible résistance. Elles correspondent à des roches très souples.

- Les calcaires de Pantokrator sont l'armature du relief. Ils ont subi une induration progressive avec la tectonisation toarcienne. Leur structure en bancs massifs les rend cependant compétents. En outre, la présence de la dolomie à leur base en fait une roche plus cassante. Cependant ce matériel semi-rigide est d'une fragilité inégale selon le degré de la dolomitisation (J. Nicod, 131) et l'intensité de la tectonisation.

- La série intermédiaire du Dogger correspond à un ensemble de roches souples. Mais la faiblesse de leur épaisseur et leur répartition discontinue ne leur permettent pas de jouer un rôle structural déterminant.

- La série des calcaires en plaquettes dont la résistance et la rigidité varient en fonction de la teneur en éléments siliceux et de l'intensité du litage, est à classer comme une série à demi-souple. Le plissement des couches y est intense en raison de bourrages dans les têtes anticlinales. De même il est possible de constater sur certains versants des décollements. Ces phénomènes, toutefois, se répercutent peu dès que les bancs massifs l'emportent.

- Les séries détritiques pré- ou post-orogéniques correspondent à des roches souples. Le long des versants les plus en pente on observe des phénomènes de collapse structure. Il existe aussi des disharmonies entre les séries calcai-

res et le flysch. Dans cette catégorie de roche plus compétente, les anticlinaux sont plus aigus. Il existe, de même, des disharmonies entre le flysch et le Burdigalien. Ce dernier ne se ploie qu'en larges synclinaux. Cette opposition dans le mode de plissement est due en partie à la différence de lithologie.

Globalement, la masse sédimentaire constitue une couverture semi-rigide. Cependant il faut distinguer entre la série post-triasique et les évaporites qui sont la série active. La série carbonatée surincombante ne fait que subir leurs déformations qui répercutent inégalement les accidents profonds du socle.

3. Caractéristiques fondamentales de la couverture sédimentaire et leurs répercussions sur le relief.

La couverture sédimentaire calcaire se caractérise donc par un assemblage de roches semi-rigides sans véritable alternance.

- Il n'existe pas, en effet, de véritables couples roche dure/roche tendre dans la série calcaire. Dans les séries détritiques pré- ou post-orogéniques, les conglomérats donnent des fronts monoclinaux assez continus par exemple à Corfou. Les formes structurales nées d'une lithologie alternée sont donc très rares. Des ruptures de pente apparaissent à l'emplacement des schistes. Mais la minceur et la discontinuité de ces derniers ne permettent pas le développement régulier des formes structurales dont ils déterminent l'apparition.

- La variation des épaisseurs joue un rôle prépondérant. Elle explique les différences de styles structuraux. Ainsi les plis-horst de *Pantokrator* s'opposent aux plis souples des calcaires en plaquettes. Comme cet état caractérise surtout ces derniers, on explique ainsi leur disparition rapide, dès que les processus morphogéniques sont mécaniques. Elle impose, en outre, des charges inégales qui se répercutent sur toute la colonne sédimentaire et dont les effets se révèlent par la multiplicité des flexures.

- Enfin c'est une couverture qui a subi une importante tectonisation. Le fait s'est traduit par une induration progressive des séries les plus rigides, par une dolomitisation secondaire inégale et par une mylonitisation très poussée

des calcaires. Par comparaison avec les *Abruzzes adriatiques* (J. Demangeot, 55) la déformation élémentaire n'est pas la faille, mais plutôt comme pour l'*Apennin ombrien* le pli lourd.

La résistance des roches est liée à trois facteurs (P. Birot, et al., 28).

- l'homogénéité de la colonne sédimentaire
- la trituration d'origine tectonique, résultat des contraintes subies depuis le Toarcien. Les diaclases sont plus nombreuses dans les calcaires post-liasiques que dans les calcaires de *Pantokrator* ; mais les mylonites sont plus fréquentes dans ces derniers.
- l'induration progressive des séries carbonatées est le résultat des crises tectoniques. En effet par la recristallisation qu'ont entraînée ces épisodes, les roches sont devenues plus résistantes.

Le tableau suivant résume les qualités de la colonne sédimentaire.

Roches friables, vulnérables, résistantes			Roches Souples, demi-rigides, rigides			
+			T	+		
+			P d		+	
		+	P c			+
	+		D	+		
	+		V	+		
		+	S		+	
	+		E		+	
	+		F	+		
T = Trias, P d = Pantokrator dolomitique, P c = Pantokrator calcaire, D = Dogger, V = Vigla, S = Sénonien, E = Eocène, F = Flysch et molasse.						

Ainsi si on compare la résistance et la compétence des roches, on observe qu'il y a correspondance entre ces deux qualités pour le calcaire de *Pantokrator* et pour les brèches de Trias. Les autres faciès ont pour caractère commun de présenter une dissociation assez nette entre ces facteurs. Le résultat est que leur aspect change dès qu'il y a écart par rapport à la

moyenne. Ainsi le calcaire dolomitique, faciès vulnérable devient friable dès qu'il est broyé, cependant le style tectonique reste semi-rigide. Autrement dit, la compétence varie moins que la résistance. Il en résulte qu'en Grèce Occidentale, le style demeure lourd et rigide.

Enfin, si on constate que la résistance entre les roches varie plus que leur compétence en raison de la trituration tectonique, on peut en conclure qu'un versant calcaire broyé et non régularisé est un escarpement de faille récent. Dans ce cas, les cônes d'éboulis, tout en conservant leur signification morpho-climatique, deviennent les séries corrélatives de la dernière crise tectonique. On en conclut qu'un versant régularisé dont la pente n'a pas été raidie, ne donne aucune brèche. Ce fait explique la rareté des emboîtements des séries détritiques et l'immunité des versants régularisés sous un climat de type méditerranéen. La répartition spatiale des éboulis est donc significative en Grèce Occidentale.

A plus grande échelle, on se rend compte également que l'état des roches en raison de l'intense tectonisation de certains secteurs joue un rôle capital pour expliquer la variété des profils (cf. Chap. 12 et 13).

Ces caractères acquis qui peuvent transformer totalement les caractéristiques originelles des faciès, rendent compte de la diversité de l'évolution d'une pente façonnée en apparence dans la même série. Il s'ensuit un modelé particulier d'érosion différentielle qui s'établit non pas à partir d'une opposition roche dure/roche tendre, rare en Grèce occidentale, mais à partir d'une opposition roche ameublie par trituration tectonique et roche indurée pour recristallisation d'origine tectonique. La variété des profils développés à l'intérieur d'une même série est déterminée par ces différences acquises lors des orogénèses en particulier celles qui sont les plus compressives. On en déduit que le style tectonique joue un rôle capital et commande l'opposition constatée entre l'Acarnanie et l'Epire.

CHAPITRE 5

LES DEFORMATIONS DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE

Le compartimentage du relief est facilité par la semi-rigidité de la couverture sédimentaire. Il s'établit à partir des plis et des failles qui scindent, décrochent et dénivellent la structure (Cf. Fig. 17, p.68).

1. Les plis (J. Goguel, 86).

La structure en chaînes de la Grèce occidentale s'explique par les types de plis et le style de plissement.

1.1. Les types de plis.

Les plis de la zone isopique ionienne se répartissent en plis harmoniques et plis disharmoniques. (J. Tricart et A. Cailleux, 1955).

a)- Les plis harmoniques sont les plus courants. Parmi eux les plis dissymétriques sont plus nombreux que les plis symétriques.

Ces plis donnent rarement des formes structurales primitives ou pénéprimitives de première génération. En effet, si on observe la répartition des affleurements de la couverture post-liasique, on se rend compte que les formes d'évolution du pli ne se répartissent pas selon la géométrie du mont présent. Il faut donc admettre le gauchissement tardif d'une ancienne topographie de dégradation. Les plis se sont transformés en dômes, en plis écaillés et tardivement en horsts.

b)- les plis disharmoniques troublent l'ordonnement des affleurements. Ils sont de trois types ici :

- les plis diapirs, les plus courants en *Épire-Acarnanie*.
- les extrusions, rares, telle la crête du *Tsourila*.
- les charriages à flèche courte, jalonnés par des klippes comme au *Zalongo*, ou par des fenêtres comme à *Parga*, ou dans le *Xéroméros*.

1.2. Le style de plissement.

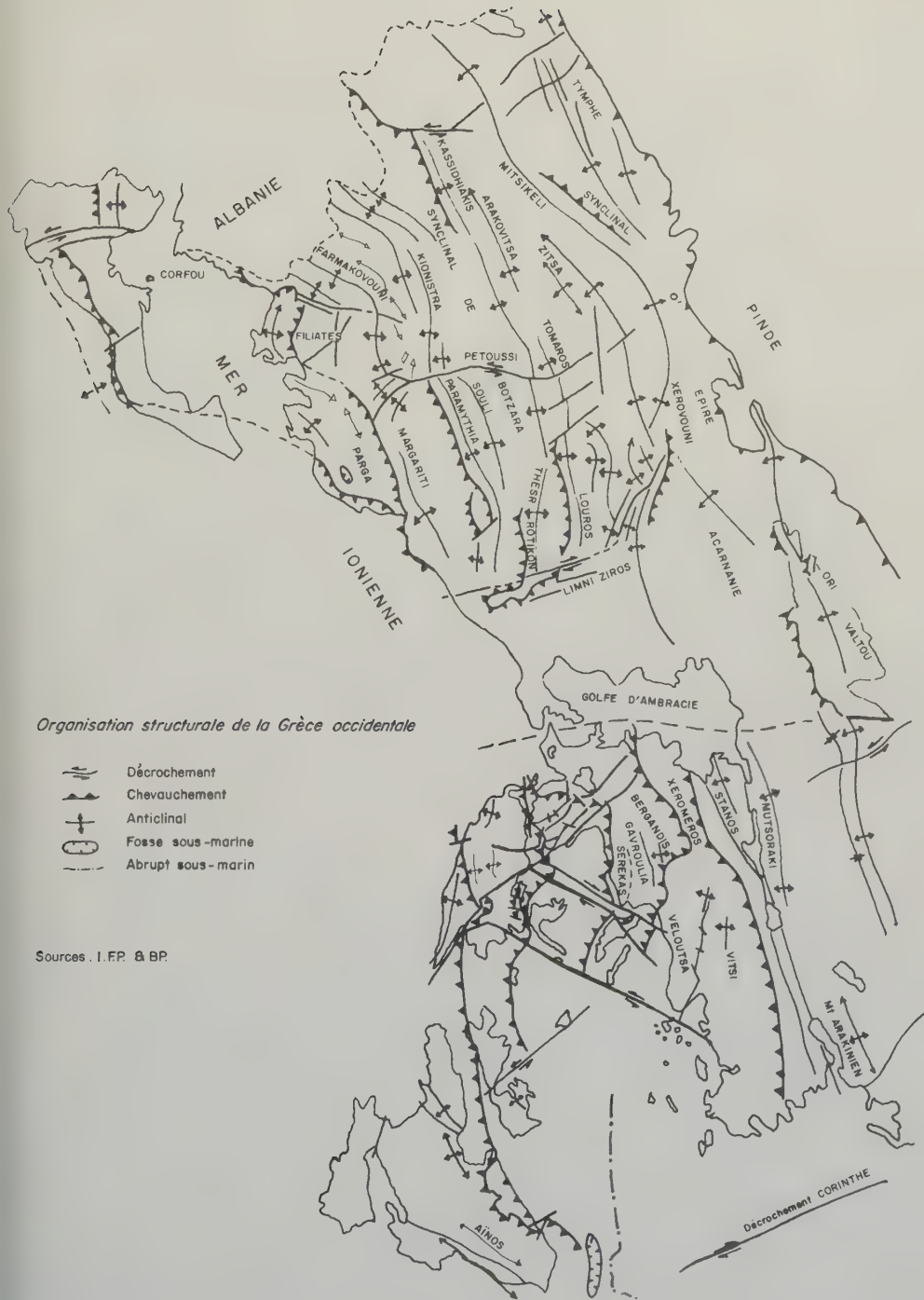
Dans les régions où les séries tendres l'emportent, telles l'*Épire creuse* ou la dépression d'*Épire-Acarnanie*, on a un plissement de couverture plastique.

Dans les régions où les séries calcaires l'emportent, telles l'*Acarnanie* ou l'*Épire orientale*, on a un plissement de couverture rigide. Les plis-faille et les déversements brouillent un plissement de type déjectif en créant un style isoclinal.

En fait il est difficile de définir le style de plissement car il n'est pas homogène. Le socle a parfois créé une pente favorable au décollement de la couverture et des charriages ont pu s'effectuer ; ailleurs, il semble avoir fait obstacle à la progression de la couverture décollée, les plis se sont transformés en voussoirs, comme dans la région de *Kanallaki*. De ces faits d'observation cartographiés par l'I.F.P.-I.G.R.S. et B.P.-I.G.R.S. (99 et 98), il s'en suit que l'organisation spatiale du plissement se définit par la direction dinarique NW-SE. Mais, dans le détail, il y a des exceptions entraînées par l'existence de virgations et par la présence de décrochements en relation avec la disposition du socle sans doute. A une plus petite échelle, enfin, on observe des complications dans le dessin des axes des plis. L'exemple le meilleur est donné par le *Xérovouni d'Épire*. Cf. fig. 17, p. 68).

2. Le réseau des failles. (Fig. 2, p. 24 ; 8 p. 36 ; 12 p. 48 ; 13 p. 50 ; 14 p. 52).

Le réseau des failles dépend des deux principales familles qui définissent les accidents tectoniques : les failles normales et les failles



inverses et dont l'importance est disproportionnée à la fréquence. Ces accidents peuvent se classer, pour la morphologie, selon un ordre de grandeur qui permet de préciser leur type, leur hiérarchie et leur groupement. La combinaison de ces trois caractères permet de déterminer un type d'organisation tectonique.

2.1. Les types d'accidents.

Les accidents de premier ordre regroupent :

- les décrochements transverses aux plis et d'orientation W.SW.E.NE,
- les failles de type chevauchant. Ces failles peuvent graduellement évoluer du déversement au chevauchement de faible recouvrement.

L'influence de ces accidents provient de leur longueur, car ils sont d'importance régionale, de la constance de leur orientation qui détermine les grands versants, et du relief qu'ils engendrent. Ces escarpements ont plus de cinq cents mètres de commandement. Ces accidents sont le résultat des contraintes tangentiellles qui ont affecté la *Grèce occidentale* depuis le Burdigalien. Ainsi à *Paramythia*, le calcaire de *Pantokrator* chevauche le flysch aquitanien, à *Zaverdha*, il se déverse sur le Pliocène marin et à *Céphalonie* le calcaire de *Paxos* recouvre des dépôts du Riss.

Les accidents de deuxième et de troisième ordre regroupent des failles conformes et rarement contraires et des failles verticales et décrochantes. Parallèles ou transverses aux plis, elles sont les plus nombreuses. Elles sont inférieures par leur longueur, leur dénivellation et leur orientation. Mais leur rôle est capital puisqu'elles commandent le compartimentage du relief plissé.

Cette trame peut être considérée comme contemporaine de la mise en place des plis (orogénèse). Elle a pu rejouer ou se compléter d'accidents plus tardifs (néo-tectonique) lors de la mise en altitude (épeirogénèse).

Cette superposition de tectoniques tend à rendre indépendantes les unes des autres les différentes unités structurales. Cette indépendance n'est donc pas acquise au même moment. Ces coupures successives sont donc indispensables à dater si on veut expliquer les évolutions morphogéniques des escarpements et des unités structurales. Il faut aussi pouvoir replacer les phé-

nomènes par rapport aux modèles géophysiques (J. Aubouin, 03 et 05).

On peut alors retenir comme particulièrement significatifs quatre types d'accidents, car ils déterminent le périmètre des unités structurales présentes et fractionnent en blocs les structures primitives.

- Les failles normales injectées de Trias et tardives puisqu'elles peuvent recouper des sédiments pliocènes (Corfou) et même quaternaire (Astakos, Arcananie).

- Les failles normales qui recoupent les failles chevauchantes (failles de Paramythia, de Zaverdha, d'Astakos...).

- Les fissures tectoniques localisées aux changements d'orientation des plis (fenêtre d'Aya, Epire ; fenêtres de Loutra Trifos et de Drimos, Acarnanie).

- Les failles qui relèvent d'une néo-tectonique et affectent les dépôts quaternaires (J. Mercier et al. 123). Leur importance morphologique est mesurée mais leur signification tectogénique et chronologique est capitale.

Ces différents accidents montrent que depuis la formation des plis la tectonisation est permanente et qu'elle entraîne un compartimentage de plus en plus poussé du relief. Ainsi la retombée du pli d'Argostoli s'est accidentée de deux crêtes depuis le Riss au point de fractionner le réseau côtier et d'entraîner l'apparition de valleuses récentes.

2.2. Hierarchie des accidents.

De la description de ces accidents, on peut établir une hiérarchie qui tient compte de leur importance morpho-structurale.

- les failles superficielles et les flexures sont localisées aux revers des unités structurales et recoupent la couverture des calcaires en plaquettes. Elles témoignent d'une certaine indépendance de cette série par rapport au soubassement de *Pantokrator*.

- Les failles majeures chevauchantes ou normales, sans Trias, affectent toute la colonne sédimentaire calcaire : failles du *Kassidiaris*, du *Koudentron*, du *Gavrourlia*, etc... Elles limitent des versants dont les profils dépendent de leur jeu.

- les failles profondes injectées de Trias plongent jusqu'au socle. Ces failles introduisent non seulement des coupures tectoniques mais aussi litho-

logiques (*Xéroméros d'Acarnanie*).

2.3. Le groupement des accidents.

Le groupement est significatif.

- les failles de premier ordre (majeures ou profondes) sont toujours isolées et scindent en longueur les anticlinaux dissymétriques. Leur regard est généralement orienté vers l'Ouest sauf pour les accidents du *Xérovouni épirote*.

- les failles de deuxième ou de troisième ordre forment des complexes. Elles découpent et tronçonnent, mais sans les recouper totalement, les structures. Elles débitent en panneaux par exemple les flancs des monts *Bergandis*, *Souli*, *Tomaros*, etc...

Ainsi les types de failles, leur hiérarchie et leur groupement dépendent du plissement. Mais le compartimentage du relief résulte de différents types d'organisation tectonique.

2.4. Les types d'organisation tectoniques

On peut en distinguer trois selon qu'interviennent les surcharges sédimentaires, la série triasique et les contraintes tangentielles.

- le premier type est celui dû à une tectonique superficielle que l'on peut appeler pondérale (R. Bousquet, 36), car il met en cause un réajustement des poids. Une telle tectonique est liée à des phénomènes de surcharges sédimentaires responsables alors de flexures. Elle s'explique par l'épaisseur variable des calcaires en plaquettes et des flyschs. Elle dépend aussi de surcharges d'origine orogénique provoquées par la superposition d'une nappe sur la colonne sédimentaire. L'effet est direct avec la nappe du *Zalongo* qui commande le tracé de l'*Achéron* et la subsidence du *golfe d'Arta*.

- le deuxième type est tributaire de l'halocinèse. Il est donc lié à la présence des évaporites du Trias. Ces dernières sont responsables de la présence des bandes de roches broyées et de l'existence de dépressions marginales disposées de part et d'autre de ces bourrelets. La halotectonique commande également l'apparition des failles de détente et celle des déformations à moyen rayon de courbure. Elle est ainsi une conséquence des surcharges sédimentaires. Mais elle dépend aussi des poussées tangentielles.

- le troisième type est celui lié au plissement. Cette tectonique est soit de type tangentiel et elle est responsable des failles inverses et des décrochements ; soit de type cassant vertical et responsable alors des failles normales ou transverses aux plis.

3. Rôle des déformations dans le relief et le modelé.

La description de la structure plissée et du réseau de failles conduit à poser un certain nombre de questions relatives à l'évolution morphologique de la *Grèce Occidentale*.

La diversité des types de failles, leur ordre de grandeur et leur regroupement permettent de définir des types de versant. Selon leur ordre d'apparition et l'ampleur des rejeux, les épisodes tectoniques contrôlent l'évolution des pentes en donnant aux escarpements une certaine élévation, un certain profil ; l'un et l'autre de ces facteurs commandent l'agressivité de tel ou tel système morphogénique. Ils ont ainsi une valeur de seuil (R. Brunet 42) et provoquent en particulier l'apparition des dépôts de pente. Les différents types de failles sont responsables aussi du morcellement du relief. Ainsi l'*Acarnanie* doit son caractère d'insularité au découpage tectonique qui dépend des failles profondes. Elle doit son tripartisme à la trame des failles majeures. Elle doit sa pulvérisation en blocs aux décrochements et aux failles majeures et superficielles. Or, c'est l'abondance de ces dernières qui entraîne la multiplication des versants et des bassins-versants. En outre le compartimentage se renforce d'une juxtaposition de faciès capable de parcelliser encore le modelé (Fig. 16, p.58). L'*Acarnanie* se caractérise par la juxtaposition de trois grands types de faciès dont les caractéristiques diffèrent. Le *Xérovouni* est constitué des calcaires siliceux en plaquettes, calcaires vulnérables à bandes friables. Le *Xéroméros* est uniquement composé de brèches d'origine tectonique, affleurement de dégradation rapide. La *Haute Acarnanie* se distingue par une prédominance des calcaires massifs liasiques, roches résistantes. A cela s'ajoutent les propriétés plastiques ou non de chaque affleurement. Le *Xérovouni*s'individualise par la présence de grands blocs modérément plissés mais découpés par des failles longitudinales. Le *Xéroméros* s'apparente plutôt à une zone de paroxysme tectonique. La barrière montagneuse de l'*Acarnanie* correspond à une région plissée et disloquée par failles.

Ces données permettent d'effectuer un classement progressif des différents facteurs morpho-structuraux. Au *Xéroméros*, partie centrale de l'*Acarnanie*, correspond dans tous les cas le terme extrême de ce classement. Il s'agit à la fois de la région où le relief présente le moins d'énergie, où les affleurements sont les plus anciens, où les mouvements tectoniques sont les plus complexes et les plus violents. Le *Xérovouni* à l'Est est la région où les affleurements sont les plus récents, où les mouvements tectoniques sont les plus simples, où le modèle est le moins évolué. La Haute *Acarnanie*, à l'Ouest, est le domaine morpho-tectonique par excellence. Ses hautes altitudes, la multiplicité et la raideur de ses versants sont le résultat de mouvements tectoniques récents. On peut faire les mêmes constatations pour l'*Épire*. L'*Épire creuse* est la région la plus basse, déterminée par les séries tendres les plus récentes et où les modes de plissement varient rapidement d'une série à l'autre. L'*Épire orientale* est le domaine des topographies les moins contrastées dans les calcaires les plus récents. L'*Épire occidentale* est au contraire le domaine à la topographie la plus heurtée avec les lignes de relief les plus longues et les plus étroites.

Dans le domaine côtier la révélation ou l'exhumation d'un paléo-relief sous les séries discordantes détritiques indique la complexité de la mise en place.

L'analyse de ce relief à partir des facteurs retenus permet de poser le problème des types d'organisation. On peut d'abord le poser à l'échelon de l'unité structurale en remarquant que les versants orientaux sont coupés de failles superficielles et les flancs occidentaux sont scindés par des failles chevauchantes. On peut ensuite le poser à l'échelon du domaine régional en montrant que le volet oriental est façonné dans la série post-liasique et affecté des failles les plus superficielles et que le volet occidental se développe en revanche dans la série post-triasique et qu'il est découpé par des failles majeures et profondes. L'*Épire* et l'*Acarnanie* peuvent être ainsi assimilées à une gigantesque écaille à regard ouest. On peut le poser enfin à l'échelle du domaine hellénique. Il s'agit alors de savoir si la mise en place s'est effectuée en raison du déplacement de la polarité orogénique dans le cadre d'un géosynclinal (J. Aubouin, 1962) ou ne vaut-il pas mieux envisager une mise en place à partir d'un plan de Bénioff (D.P. Mc Kenzie, 1966 et V. Kar-nik, 1961) semblable à la surface d'action des séismes tectoniques de l'Apennin

(J. Demangeot, 55).

Ainsi replacé dans un cadre plus large, le relief apparaît comme le révélateur de phénomènes profonds dont l'activité est actuelle. (J. Dercourt 56, 57, A.G. Galanopoulos, 81).

Dans cet ordre d'idée, les bandes de broyage de Trias qui coupent les directions orogéniques des plis calcaires, semblent être en rapport avec une transformation de l'intensité de la compression. Mises en place plus tardivement que les plis, elles appartiennent à une phase nouvelle qui est en relation avec une situation géodynamique profonde originale pour la Grèce du Nord Ouest. On peut, en effet, les associer à la naissance de l'arc égéen. Plus étendues et plus importantes, en *Acarmanie* qu'en *Épire*, elles paraissent dépendre d'une intensité plus grande de la compression au sud du golfe d'*Anta*. Le gypse qui les traverse en *Épire*, est au contraire dépendant d'un relâchement de la compression.

Il en est de même pour les brèches tectoniques qui affectent les faciès calcaires plissés. Les versants, dont l'évolution est déterminée par une érosion différentielle fondée sur une trituration tectonique intense sont plus fréquents en *Acarmanie* qu'en *Épire*.

Ainsi il existe une véritable différenciation régionale des reliefs morphostructuraux fondée sur les caractères acquis issus des crises orogéniques. On retrouve la même opposition dans le domaine insulaire où *Corfou* s'oppose à *Céphalonie*.

Il s'ensuit que les formes d'origine morpho-climatiques apparaissent le plus souvent comme des retouches inégalement importantes puisque les conditions morpho-structurales commandent l'état du faciès, la tension du profil, l'abondance des pentes offertes à l'érosion et l'instabilité du niveau de base. C'est dans ce cadre compliqué que, au cours du Quaternaire, en particulier, joueront l'exposition des versants et les oscillations d'un étagement morphogénique sous la dépendance des conditions édaphiques.

CHAPITRE 6

LES CARACTERES DU MODELE

La Grèce Occidentale est une moyenne montagne karstifiée. Son relief dépend de la semi-rigidité de la couverture sédimentaire et de la multiplicité des accidents chevauchants, et son modelé de l'établissement progressif des vallées et du domaine côtier. Ainsi le modelé s'établit à partir des grands versants et des formes karstiques, à partir des vallées et du domaine côtier, à partir de l'évolution des formes structurales et de leur dégradation progressive.

1. Les données structurales et le modelé.

1.1. Couverture plissée et faillée : les grands versants singuliers.

(Cf. Fig. 2 p.24 et fig. 8 p. 36).

Les plis et les failles déterminent l'emplacement des grands versants dont les principaux types proviennent des flancs d'anticlinaux, des flexures et des escarpements tectoniques. Ces types primitifs définissent des versants analogues en raison de la similitude de leur origine et de leur évolution comme le démontre la constitution de dépôts de pente identiques, à leur pied. Cependant on constate des nuances d'un versant à l'autre, telles les brèches saumon du Riss, faciès inhabituel observé seulement à la base des écaillés récentes de Céphalonie. Ces différences sont liées à un contrôle certain de la tectonique sur l'évolution des versants. Ainsi sur certains d'entre eux alternent ou se juxtaposent des escarpements structuraux et des pentes

d'érosion. C'est le cas de tous les versants bordiers des massifs qui dérivent de failles chevauchantes recoupées par des miroirs frais (J. Demangeot, 55). Or à côté de ces secteurs à tectonique, pourrait-on dire, permanente comme à *Delphes* (P. Birot, 17), d'autres perdent leurs caractéristiques d'escarpements tectoniques et évoluent en versants convexes dont l'éroussé est physico-chimique, en versants régularisés, en versants à corniches d'érosion différentielle et même en falaises au littoral.

On ne peut séparer de l'analyse morphologique faite à propos de ces versants calcaires, l'étude de leur piémont immédiat. Là, en effet, on observe plusieurs types de nappes détritiques, reflets de leur évolution, tels sont les talus d'éboulis indurés, les cônes argilo-caillouteux, les cônes torrentiels parfois indurés, les nappes et les cônes d'éboulis récents.

L'étude de ces versants permet de reconstituer les processus morphogéniques. Elle permet de comparer leur évolution avec celle du karst. Elle permet aussi d'évaluer la persistance de la tectonique dont dépendent aussi certaines formes karstiques.

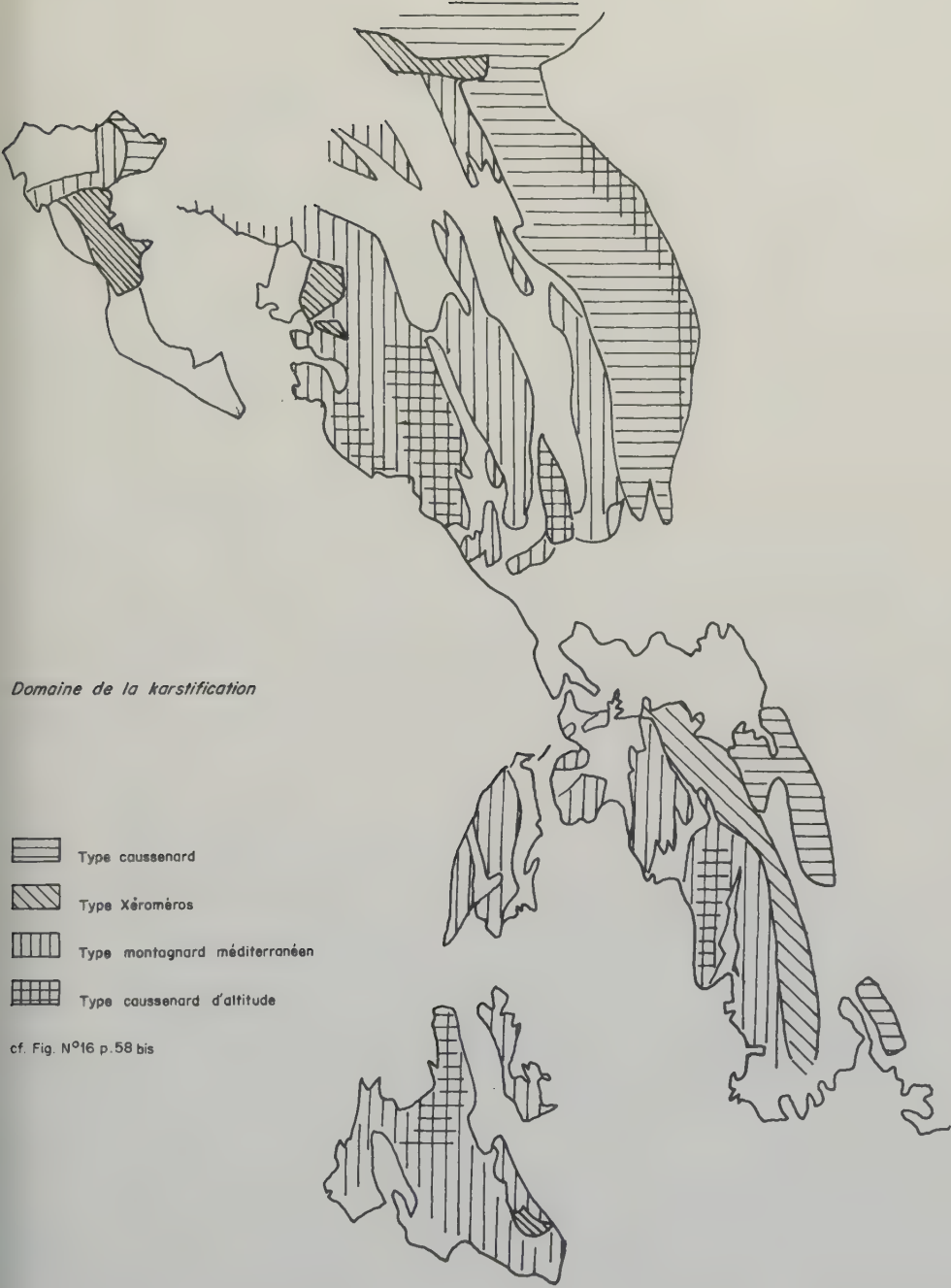
1.2. Couverture calcaire : le karst (Cf. Fig. 18, p. 76).

La Grèce occidentale présente trois séries calcaires :

- les calcaires enplaquettes qui sont le support d'un paysage de type caussenard.
- les calcaires de *Pantokrator* qui sont le support d'un paysage de montagne méditerranéenne karstifiée.
- les brèches de Trias où le karst est caractérisé par tous les types possibles de dépressions fermées.

A chaque série lithologique correspond donc un modèle karstique :

- le type caussenard s'impose par l'abondance des lapiés essentiellement structuraux, par la multiplicité des dolines ou des ouvalas en raison de la tectonisation superficielle, par la présence de grands bassins fermés et par la rareté du karst profond.
- le type montagnard s'impose par la discrétion du karst à dépressions. Il comporte de grands lapias qui lacèrent les versants et des dolines d'effondrement en relation avec un karst souterrain dont l'existence est confirmée par les exurgences du *Louros* et par les arches naturelles du *Kalamas*.



- le type particulier du Xéroméros se définit par la prépondérance des dolines et l'engorgement de la topographie par les argiles rouges.

Chaque série lithologique s'individualise par une évolution propre ; l'important est de savoir à partir de quelle topographie fondamentale ce modelé se développe. A ce karst dont les formes restent tributaires du faciès calcaire s'ajoute un karst bordier localisé à partir des synclinaux de flysch.

Ainsi la karstification est à considérer comme un des éléments du modelé aux formes particulières certes, mais dont les conditions de développement dépendent des conditions morpho-climatiques et morpho-structurales. C'est pourquoi, il nous est apparu que les argiles du karst étaient à traiter comme des sédiments corrélatifs et qu'elles révélaient les conditions climatiques responsables de la diversité du modelé (P. Birot, 16-22-28-29).

2. Les formes d'érosion et d'accumulation du modelé.

La karstification, la tectonisation et les systèmes morphogéniques rendent compte de l'élaboration des vallées qui sont ainsi des formes subordonnées. Il en est de même pour les plaines littorales et le domaine côtier (Cf. Fig. 19, p.78).

2.1. Les incisions et les vallées.

Il faut distinguer les vallées élémentaires des grands axes fluviaux.

a)- les vallées élémentaires se développent dans les roches tendres et sur les versants calcaires. Elles permettent d'évaluer l'érosion du Quaternaire récent, telles ces rigoles qui incisent des accumulations sablo-argileuses datées du Würm 2 au sud de Céphalonie. (Cf. Livre III, 3^e Partie, fig.96, p.521)

b)- les vallées des grands axes fluviaux ont une dimension régionale et on peut en distinguer deux types. (cf. Livre III, 2^e Partie).

- les types simples sont adaptés à la lithologie et à la structure comme le Cocyte, l'Achéron supérieur, l'Arakthos qui coulent tous dans des synclinaux, drains naturels utilisés comme tels ; ou seulement à la structure comme le

Louros dont le cours est dirigé par des flexures. Déjà dans ce type de vallée peuvent intervenir des phénomènes d'inadaptation par antécédence ou surimposition locales. Il existe même des captures karstiques qui expliquent le tracé des gorges du *Louros*.

- les types élaborés définissent les fleuves au tracé transverse et non plus longitudinal ; tels sont l'*Achéron* et le *Kalamas*. Ces fleuves se sont élaborés en reliant peu à peu différents secteurs hydrographiques en un cours unique. Les adaptations à la lithologie et à la structure y sont aussi fréquentes que les inadaptations. Ce type met en évidence l'influence de la néotectonique et l'instabilité des niveaux de base et des climats au cours du Quaternaire. L'étude des versants de ces vallées permet de reconstituer ces épisodes d'élaboration grâce aux différentes formations de pente qu'on y observe et qui sont comparables à celles trouvées à la base des grands versants. Le Quaternaire peut se définir comme une période de création de bassins-versants.

2.2. Les dépressions et les plaines. (Cf. Fig. 19, p.78).

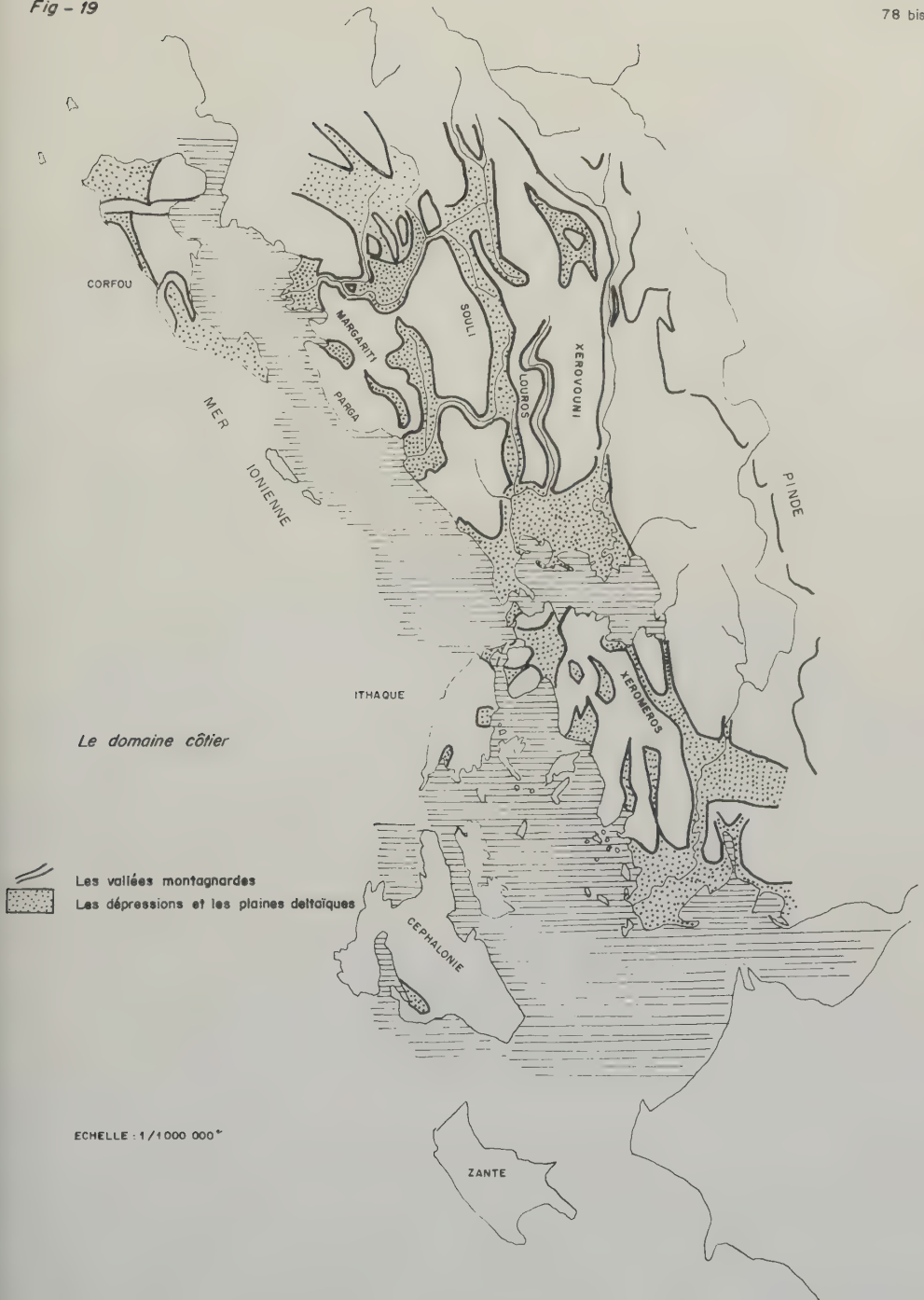
Elles couvrent de faibles superficies, mais elles finissent par créer un ensemble qui, en Grèce Occidentale s'individualise par des caractères communs qu'on peut retrouver chez chacune d'entre elles.

a)- les dépressions peuvent être considérées comme le résultat d'un dispositif plus fragmenté que l'actuel. La halo-tectonique l'explique aussi bien en Epire et en Acarnanie que dans les îles.

L'axe le plus important de ce dispositif se localise dans la partie orientale de la Grèce occidentale. Du Nord au Sud, cette longue dépression est suivie par le *Gormos* qui la quitte ; elle est ensuite ennoyée par le lac de *Jannina* et elle est enfin drainée par le *Louros*. En Acarnanie, elle détermine les golfes d'*Amphilokia* et de *Loutraki* (-35m et -20 m), elle se poursuit par le couloir lacustre d'*Etolie* et elle se termine à la lagune d'*Etoliko*, sur le *Golfe de Patras*. Elle est atténuée par différents types de séries détritiques néogènes et quaternaires : le mio-pliocène déformé, les nappes bréchiques indurées, les cônes argilo-caillouteux, à l'occasion, les terrasses fluviales des grands fleuves.

Ces dépressions révèlent des variations au cours du Quaternaire,

Fig - 19



dans le mode d'écoulement puisqu'elles sont le lieu de convergence de versants-glacis, de lacs ou de vallées.

b)- les piémonts ont une taille plus importante. Ou ils sont intramontagnards et logés dans des fossés tectoniques, ou bien ce sont des plaines côtières à lacs et lagunes. Ils dérivent alors de constructions deltaïques et colmatent le fond de baies déterminées par des synclinaux ou des dépressions marginales de diapir. Ce sont des accumulations récentes comme le delta de l'*Achéloos* dont la croissance a été décrite par Pausanias. Les types de leurs dépôts renseignent plutôt sur l'évolution morphologique holocène.

Le modèle de ces dépressions ou de ces plaines est lié aux processus du ruissellement et de l'écoulement fluvial. Leur emplacement permet de mettre en évidence le rôle de la tectonique en particulier sous la forme d'une subsidence littorale.

Ces piémonts, au littoral, atténuent un ancien domaine côtier dont *Corfou* et *Leucade*, *Ithaque* et *Céphalonie* sont des morceaux surélevés tardivement.

2.3. Le littoral et le domaine insulaire.

Le domaine côtier fait partie, au même titre que les vallées, les dépressions et les piémonts, de cet ensemble morphologique qui fournit des renseignements sur l'élaboration du modèle (Cf. Fig. 15 p. 54 et fig. 19 p. 78).

La diversité du littoral provient de la variété lithologique des affleurements. L'irrégularité du rivage dépend de la structure et son tracé de la tectonique. En définitive la marque de la morphogénèse marine est discrète, car la submersion est récente. Absente dans les régions de fausses falaises, elle se caractérise dans les zones les plus exposées par un remodelage des alluvions des deltas et dans les secteurs rocheux à faible cohésion par des falaises peu élevées.

3. L'évolution du modèle.

3.1. L'évolution des formes structurales.

Trois formes structurales fondamentales caractérisent cette région

des HELLÉNIDES.

- les plis souples des calcaires en plaquettes.
- les plis-faille et les horsts des calcaires massifs.
- les bandes de broyage diapiriques de Trias.

A ces formes structurales élémentaires se sont adjoints au fur et à mesure les grands versants et les dépressions et les fossés tectoniques. Il s'agit donc d'établir l'ordre d'apparition de ces formes. Deux éléments de la structure paraissent être les facteurs explicatifs primordiaux :

- les évaporites et la différenciation topographique qu'elles déterminent.
- les mouvements tectoniques récents et la mise en altitude qu'ils entraînent.

3.2. L'importance des dégradations successives.

La topographie sommitale du relief est une topographie de dégradation lente qui peut dominer, à l'occasion, de courtes surfaces aplanies, depuis dégradées. A ces formes d'érosion d'origine aréolaire s'opposent les formes de l'érosion linéaire, les vallées élémentaires et les grands axes fluviaux. Là aussi il s'agit de déterminer leur ordre d'apparition.

4. L'étude du modèle : documents et méthodes.

(P. Birot, 14 ; J. Tricart, 153 ; A. Cailleux et J. Tricart, 156 ; A. Cailleux et J. Tricart, 157 ; L. Berthois, 09 ; C.N.R.S. Mém. et Doc. Cartographie géomorphologique, 51).

L'analyse des formes structurales a été facilitée par la publication des cartes géologiques récentes, les deux coupures de l'I.F.P. sur l'Épire et les trois de B.P. sur l'Acarnanie et les îles ioniennes méridionales (99 et 98).

Pour les cartes topographiques il a fallu se contenter des cartes allemandes de la dernière guerre, à 1/100 000^e comme les cartes géologiques. La cartographie morphologique est donc très inégale d'une région à l'autre d'autant plus que la consultation des photographies aériennes n'est pas libre (cf. tableau d'assemblage).

L'analyse du modelé est délicate à mener en raison des particularités du terrain. La topographie fondamentale se situe au dessus de 500-600 mètres et constitue le domaine des sommets et des gradins les plus élevés. La difficulté vient de ce que les dépôts caractéristiques de cet épisode de l'évolution morphologique font entièrement défaut. Il s'agit donc d'établir des corrélations lointaines avec les séries détritiques post-orogéniques du domaine côtier. La marge d'incertitude reste donc très grande pour tout ce qui concerne l'analyse de cette topographie néogène. Les certitudes deviennent heureusement plus nombreuses pour l'étude du modelé quaternaire, mais certaines difficultés demeurent.

Sous l'étage des sommets, la diversité des pentes révèle la multiplicité des systèmes morphogéniques et des crises tectoniques. Cette complexité des étages moyens est illustrée par la multiplicité des dépôts d'origine détritique ou pédogénique. Mais bien des versants de cet étage ne comportent pas d'emboîtements et l'étagement des niveaux dans les vallées et les bassins sans doute trop étroits pour les favoriser sont rares. L'aspect du modelé n'est donc pas commandé par un étagement prévisible.

- en montagne, l'érosion cryo-nivale est efficace et permet de définir un étage montagnard à partir de mille mètres. Mais elle défigure les plus anciens témoignages morphologiques.

- en dessous, entre mille et cinq cents mètres, les héritages pleistocènes sont rares. Les pentes sont fortes et favorisent l'incision des thalwegs et gênent la constitution des accumulations. Même dans les ensellements structuraux qui peuvent les favoriser, on n'observe que des accumulations tardives. Cet étage médian est donc peu pourvu en témoignages pleistocènes anciens ou moyens.

- en revanche, l'étage inférieur du milieu montagnard, les bases des grands versants et les gradins topographiques situés entre deux et cinq cents mètres sont mieux pourvus. Mais les formations sont dispersées et difficiles à raccorder.

- enfin le domaine côtier se définit par l'importance des formes fluviales construites et tardives.

Le karst reste pour ces différents étages la seule figure morphologique commune. Par ses formes et ses argiles, ce modelé a donc une signifi-

cation morpho-climatique. Sa diversité repose sur la grande mobilité des limites morpho-climatiques. On peut donc légitimement tenter des comparaisons entre l'évolution des formes karstiques et celle des grands versants, puisque le problème majeur consiste à définir les conditions qui ont permis l'élaboration du modelé pendant le Pléistocène. On considère donc les dépôts détritiques ou pédogéniques comme des dépôts corrélatifs d'un cadre morpho-tectonique et de périodes morpho-climatiques caractéristiques.

Pour cela nous avons eu recours à un certain nombre de techniques de laboratoire.

- Certaines éprouvées comme les analyses sédimentologiques classiques ont confirmé les observations de terrain.
- D'autres comme les analyses des pollens ont été décevantes, car les restes végétaux sont fort rares dans les sédiments très oxydés du Pleistocène.
- Notre effort s'est donc porté sur l'utilisation des techniques mises au point pour l'étude des argiles. En effet la seule méthode qui permet d'établir des données précises, en dehors de celles tirées des dépôts in situ, reste l'analyse des cortèges phylliteux. Considérés comme des sédiments corrélatifs et situés sur différents types d'affleurements, en particulier sur les séries détritiques quaternaires, ils pouvaient fournir des renseignements précieux sur l'évolution climatique du Pleistocène. La méthode employée s'est largement inspirée de celle utilisée et décrite par H. Chamley (50). La parution de sa thèse nous a permis d'établir des comparaisons avec les carottes marines étudiées par lui et situées en Méditerranée orientale.
- Enfin, nous avons commencé des observations au microscope électronique à balayage de certains quartz détritiques (L. Barbaroux et B. Bousquet, 40).

On peut déjà énoncer comme première conséquence de la pratique de ces différentes techniques que des contrastes climatiques au cours du Quaternaire sont responsables du modelé de la Grèce occidentale.

Conclusion de la Seconde Partie

Les héritages morphologiques quaternaires sont capitaux et fondent l'interprétation géomorphologique de la Grèce occidentale.

Actuellement, la cryoclastie n'affecte le plus souvent que la dernière centaine de mètres des sommets. La neige joue un rôle car elle stationne plus d'un mois à partir de mille mètres. Lors de la fonte, en raison de la basse température de l'eau, la corrosion chimique s'exerce sur les blocs calcaires et y provoque une évolution karstique modérée. La pluie reste l'agent le plus dévastateur pour les sols et les séries tendres. Elle entraîne des glissements en paquets, une lacération par rigoles et une dénudation rapide.

La glyptogénèse holocène de type méditerranéen aménage un modelé où l'influence des facteurs tectoniques, structuraux et morphogéniques néogènes et pleistocènes reste encore prépondérante. Mais leur importance est variable, aussi peut-on discerner en *Grèce occidentale* des domaines géomorphologiques en étroite relation avec l'un ou l'autre de ces facteurs.

Egalement, on peut dire que le modelé évolue actuellement en raison d'une dénudation des versants causé d'abord par le surpâturage, ensuite en raison de leur abandon à la suite d'une émigration importante des paysans.

De ce fait, il n'est pas rare de voir les éboulis envahir le sommet de l'étage forestier et les rigoles entretenir à sa limite inférieure une dissection forte dès que la pente devient raide. L'évolution semble moins rapide sur les versants qui portent des fourrés de chênes-kermès et qui ne sont plus pâturés. En revanche, ceux qui sont envahis par les graminées dont les touffes n'arrêtent pas le ruissellement ou la descente des pierres, sont disséqués par un système de rigoles actives à la moindre averse violente. On retrouve les caractéristiques principales de l'évolution d'un milieu montagnard de type méditerranéen (J. Tricart, A. Cailleux, A. Raynal, 1959).

TROISIEME PARTIE

L'ORGANISATION REGIONALE DES CARACTERISTIQUES MORPHO-STRUCTURALES ET MORPHO-CLIMATIQUES DE LA GRECE OCCIDENTALE

Après avoir fait la description, l'état des résultats géologiques récemment acquis et l'inventaire des problèmes morphologiques de la *Grèce occidentale*, on peut esquisser une répartition régionale des modelés les plus significatifs.

1. Les enseignements tirés des documents pris de l'espace.

On peut vérifier les résultats acquis et esquisser une organisation régionale du modelé à partir des documents Mss 5 et 6 du satellite ERTS-A lancé en Juillet 1972, pour la région la plus complexe de cette partie des *Hellénides*, c'est à dire pour l'*Acarnanie*. (Fig. 20 a-b-c- p. 84).

Ces deux documents mettent en valeur le soubassement structural et le couvert végétal. Alors que le document MSS 5 présente des tonalités de noir et blanc largement graduées, Le document MSS 6 se caractérise par une gamme de teintes plus étroite. Nous rappelons que MSS (Multi spectral scanner) 5 égale l'orangé-rouge (600-700) et Mss 6 égale l'infra-rouge 700-800 (NASA, 125)

La distinction des différentes unités morpho-structurales s'établit à partir des états de surface et de la netteté des limites (J. Pouquet, 138 R. Tessier et A. Alouges, 151).

On remarque ainsi pour l'*Acarnanie* :

- le synclinal d'Épire-Acarnanie. Il apparaît comme une zone sombre bordée par des plages plus claires qui correspondent aux massifs épirotes et acarnaniens du *Xérovouni*.

Comparaison entre les documents MSS 5 & MSS 6

Persistance et atténuation des linéations ayant une valeur de contact tectonique (---) ou lithologique (-----).

- 1. Structure d'Astakos
- 2. Xéroméros
- 3. Couloir éolien
- 4. Xérovouni
- 5. Synclinal d'Épire-Acarnanie



- 1. Structure d'Astakos
- 2. Xéroméros
- 3. Couloir éolien
- 4. Xérovouni

Schéma tectonique (Source : BP 1970)

a



MSS 6

c



MSS 5

b

- au centre le couloir étolien. Il est jalonné par les lacs en noir et par la vallée de l'*Achéloos* du gris au blanc.
- le *Xéroméros*. Il varie du gris au blanc avec des tavelures plus claires.
- les hauts massifs. Ils présentent des teintes plus contrastées.

En conclusion, les teintes moyennes correspondent aux affleurements dénudés ou à semis végétal très ouvert pour les régions calcaires. Les teintes sombres révèlent des affleurements à couvert végétal proche de la garrigue ou à des terroirs intensément cultivés localisés dans les dépressions (poljé). Les teintes les plus claires correspondent aux formations détritiques superficielles et fluviales.

En outre, chaque région morpho-structurale peut être définie par plusieurs teintes parmi lesquelles il peut y avoir une ou plusieurs dominantes. Ces teintes révèlent un état de surface différent (Cf. Tableau, p 86).

- Le synclinal d'Épire-Acarmanie est l'unité la plus homogène.

Son uniformité provient de la brosse de chênes-kermès qui s'y trouve. Le ravinement torrentiel se marque cependant par des filaments clairs. En comparant des régions semblables, par exemple l'*Épire creuse*, et en appréciant la dégradation de la couleur dominante, on peut établir l'intensité de ce processus morphogénique. On s'aperçoit que l'*Épire creuse* est plus intensément érodée (Cf. Fig. 21 b, p.86).

- Le *Xéroméros* est la région la plus progressivement diversifiée. Cela tient à l'état en apparence plus homogène du faciès ici un calcaire cataclase, et à la densité du couvert végétal. Cependant les taches plus claires sont dues à la présence d'un karst à dolines et à poljés cultivés qui crée une topographie plus désordonnée et une mosaïque végétale plus diversifiée. En même temps le *Xéroméros* est plus sensible au ruissellement superficiel qu'au ravinement torrentiel. On peut donc supposer qu'à intensité de processus différents correspond une tonalité générale différente. Il y a donc une organisation régionale des processus qui dépend des conditions morpho-structurales.

- Les massifs calcaires ont des tonalités voisines quel que soit le lithofaciès. Les nuances proviennent de la densité du couvert végétal, de son étendue, du modelé. On peut estimer que pour ces régions comparables, les espaces de même tonalité subissent une évolution du même type.

- Le couloir étolien est la région la plus contrastée. Cet état dépend de la diversité des formations superficielles. Le Néogène apparaît en gris

Tableau

Si on étalonne par des numéros la gamme des teintes exposée à la base du document :

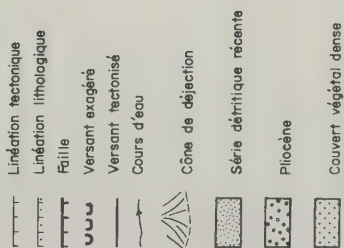
1	noir	
2	gris anthracite	couverture végétale ou superficies cultivées
3	gris foncé	
4	gris moyen foncé	affleurements dénudés ou à semis végétal clair
5	gris moyen clair	
6	gris moyen clair	
7	blanc gris	
8	blanc grisé	
9	blanc foncé	modélé d'érosion ou couvertures détritiques remaniées.
10	blanc moyen	
11	blanc clair	
12	blanc	

et qu'on répartisse ces teintes étalonnées selon les régions structurales, on obtient le tableau suivant qui met en valeur une trame structurale régionale.

Gamme de couleurs	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
régions												
Synclinal												
Epire-Acarnanie	+	+									+	
Xérovouni		+	+		⊕	⊕	+				+	
Couloir étolien	+		⊕		+		⊕				+	+
Monts d'Acarnanie		+	+		⊕			+				+
Xéroméros		+	+	+	+	+						
Domaine côtier		+	+		+							+

D'après ce tableau, on remarque qu'au sein des unités structurales, il existe des variantes avec des dominantes ⊕ ou sans dominante. En outre, il existe à travers les différentes régions, des domaines interrégionaux. Ceux-ci correspondent à des dynamiques différents. Ainsi le domaine des teintes claires dans n'importe quelle région structurale, est le domaine des processus morphogéniques actifs.

*Le couloir éolien et le Xérovouni
Le synclinal d'Épire - Acarnanie*



b

a

moyen ; les cônes argilo-caillouteux en blanc ; les alluvions de crue, en très blanc. Cette différence révèle un état hydrique inégal à la fin de l'été (Fig. 21 a)

- Le rivage présente un trait de côte net face aux secteurs calcaires ; il se gradue de teintes claires au droit des deltas. Le delta de l'Achéloos lui-même présente plusieurs tonalités. Il est sombre pour les anciennes cuvettes de décantation ; tavelé pour le delta digité ; clair pour les secteurs de cordons sableux. On peut ainsi reconstituer les étapes du colmatage (Fig. 21 a, p.86).

De ces observations on peut tirer les conclusions suivantes :

- les faits structuraux et morphologiques sont responsables des états de surface. Ceux-ci s'observent en raison des tonalités différentes. Ces tonalités sont le fait d'un dynamisme de surface distinct. Il y a donc bien une organisation régionale des systèmes morphogéniques. Les tonalités définissent une organisation naturelle (G. Bertrand, 10).

La comparaison avec le document MSS 6 permet de faire les constatations suivantes :

- les oppositions de teintes sont moins prononcées. Les contrastes s'établissent pour la zone ionienne entre le gris moyen et le gris blanc aussi bien pour le synclinal d'Épire-Acarnanie que pour les massifs calcaires. Le couloir étolien et le delta de l'Achéloos apparaissent ainsi en clair.

- le pavage du lit de crue ne se distingue pas des enveloppes alluviales récentes ou des séries détritiques anciennes. En revanche le lit mineur se détache mieux.

- les contacts lithologiques ne se remarquent pas autant sauf le long des revers. Les linéations tectoniques peuvent se remarquer par des traces étroites et plus sombres. Le modelé fluvial se révèle en revanche beaucoup mieux.

- les contrastes entre les lacs sont très atténués. Les traits de côte apparaissent nettement mais les fonds pré-littoraux sont moins détaillés.

- il reste des figures communes à l'un et à l'autre document, les escarpements qui dérivent d'accidents tectoniques et les accumulations détritiques.

Les documents MSS 5 et MSS 6 permettent d'établir les limites des régions géomorphologiques. Si comme pour toute la Méditerranée, la régionalisation des domaines morphologiques s'établit à partir de facteurs structuraux, les documents pris de l'espace permettent d'en établir une autre à

partir du dynamisme de surface.

2. Les étages morpho-climatiques.

Sur les clichés qui proviennent des satellites, ces étages se différencient par des tonalités différentes.

La ceinture littorale est caractérisée par la rareté des gelées et par la présence des oliviers. Sur les clichés elle est souvent très claire.

L'étage infra-montagnard est localisé au-dessus de la limite supérieure de l'olivier. Il supporte une garrigue et des formations arbustives diverses. Il est le domaine de l'érosion linéaire, du ruissellement et de l'usure rapide des pentes.

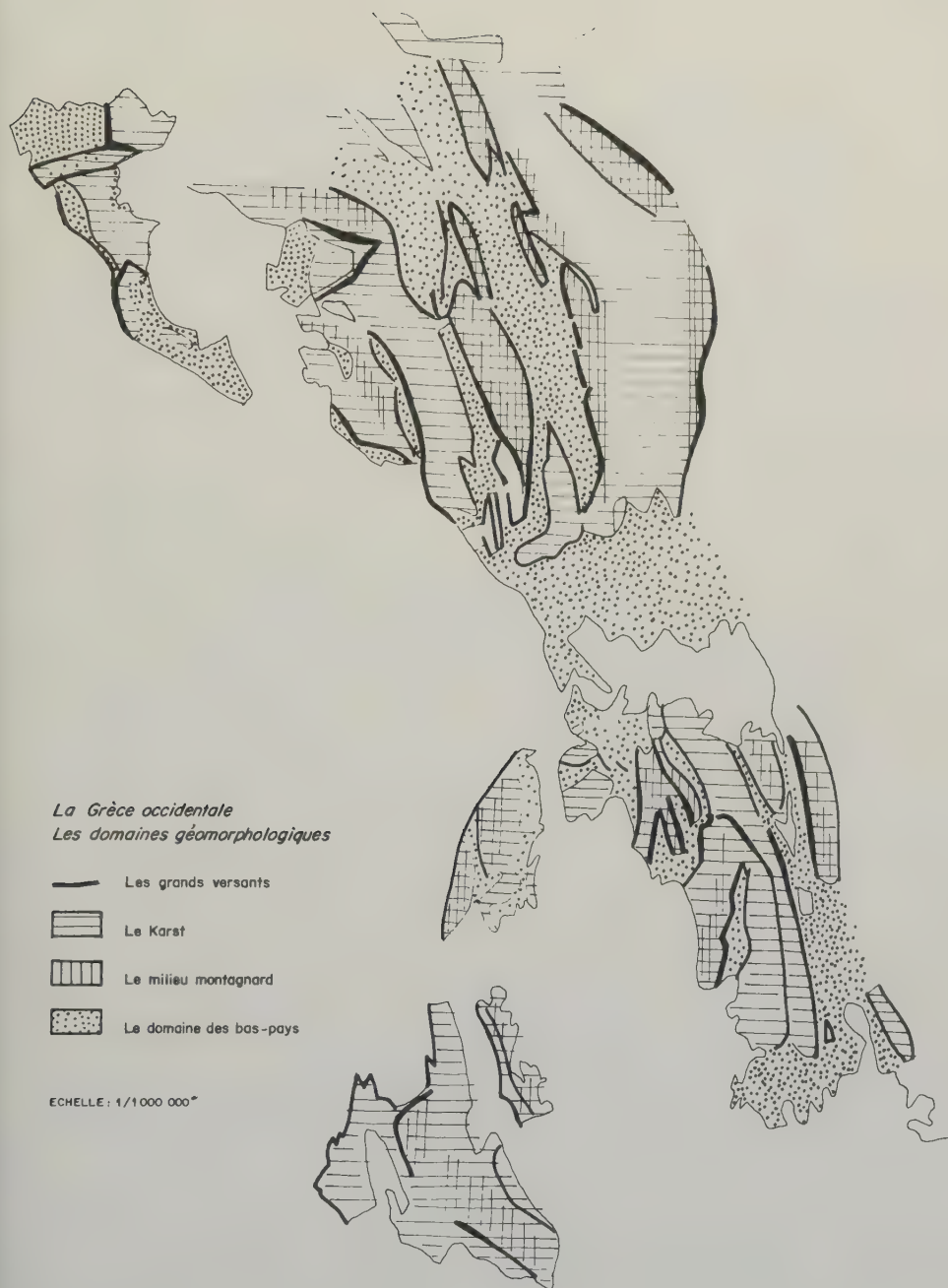
L'étage montagnard dont la limite inférieure correspond à celle de la zone de production des éboulis actuels est le domaine du ruissellement et du gel. Sa végétation est de type steppique. Il s'individualise sur les clichés par des tonalités pâles.

Le sous-étage nival se distingue par la présence d'une couverture neigeuse en hiver, le processus d'évolution cryo-nival y est actif. Sur les clichés, il apparaît comme une bande bigarrée.

3. Les domaines géomorphologiques (Cf. Fig. 22, p. 88).

On peut fonder l'individualisation des domaines morphologiques à partir des caractéristiques suivantes :

- l'élévation des formes structurales, c'est-à-dire la dénivellation ou le commandement des versants.
- la tension du profil, c'est-à-dire la valeur de la pente.
- la superficie c'est-à-dire la surface couverte par les unités morpho-structurales.
- le relief, c'est-à-dire le rapport profondeur/largeur qui détermine le calibrage des incisions.
- le seuil de présence. Cette notion peut se définir par rapport aux images prises des satellites. Ainsi l'unique figure d'un modelé, étant donné la définition du document, n'entraîne aucune nuance dans la tonalité. En revanche, le groupement de plusieurs figures analogues provoque des graduations dans



la tonalité générale.

En combinant ces différentes caractéristiques on aboutit à la constitution d'ensembles morphologiques dont l'influence n'est pas forcément proportionnelle à la surface qu'ils couvrent. On peut ainsi retenir un certain nombre de domaines morphologiques qui élaborent les tonalités définies sur les documents pris de l'espace.

- les grands versants.

Ce domaine regroupe les versants structuraux, les versants flexurés et les escarpements tectoniques.

- le karst.

Ce domaine comprend les formes karstiques qui se développent sur les bandes de broyage, les calcaires lités et massifs.

Ces deux premiers domaines constituent les types fondamentaux du modelé en Grèce Occidentale. (Cf. Livre II).

- les sommets.

Ce domaine se distingue par la lourdeur de sa topographie et par la présence de versants émoussés.

- les vallées montagnardes et les bassins versants.

Ce domaine réunit les principales vallées qui se caractérisent par leur indépendance plus ou moins poussée vis à vis des conditions structurales.

- le domaine côtier

Il montre le rôle du niveau de base et nuance par les déséquilibres qu'il engendre, l'évolution de versants côtiers.

Ces trois derniers domaines constituent ce que l'on peut appeler le cadre morphologique de la Grèce occidentale. (cf. Livre III)

Conclusion de la Troisième Partie

Les principaux types du modelé commandent les limites morpho-climatiques et le dynamisme de l'évolution des versants.

Le cadre morphologique relève de la dégradation ancienne des sommets, de la réalisation récente de l'exoréisme fluvial et de la constitution

d'un domaine côtier.

On conçoit ainsi que la géographie de la Grèce occidentale, continentale et insulaire, provient d'une combinaison de domaines inégalement étendus.

A petite échelle, on a le domaine des versants et celui du modelé karstique.

A moyenne échelle, on individualise le domaine des sommets, des gradins montagnards et des vallées.

A grande échelle, on obtient une différenciation régionale à la suite des fluctuations du domaine côtier en relation avec les conditions eustatiques et tectoniques de la Méditerranée.

En outre, il est évident que l'évolution du relief dépend de la fluctuation des limites de l'étage supra-forestier. Ce dernier se caractérise par un système morphogénique particulièrement actif et efficace puisqu'il est responsable de la constitution des grands tabliers détritiques disposés à la base des parois calcaires, du karst superficiel qui explique l'élargissement des fissures par la dissolution. Mais il prend part aussi d'une façon indirecte à la dissection du relief. On peut indirectement lui imputer l'action des rivières et l'incision des vallées encaissées.

CONCLUSION GENERALE SUR LE LIVRE PREMIER

On peut proposer une interprétation géomorphologique de la *Grèce occidentale* fondée sur des types morphogéniques récents et sur des types morphologiques anciens.

Les types morphogéniques récents sont déterminés par les grands versants responsables de l'étagement morpho-climatique et par le karst responsable du dynamisme de surface des pentes. Or ces modelés sont d'apparition relativement récente et ont considérablement modifié l'organisation morphologique héritée. De même qu'on a pu parler d'une révolution pliocène sur le plan de la tectonique en Méditerranée, de même on peut parler d'une révolution quaternaire sur le plan de la morphogénèse.

L'organisation morphologique est plus ancienne. Elle révèle l'existence d'une haute topographie et d'un réseau hydrographique indépendant du domaine côtier. C'est seulement plus tard que la *Grèce occidentale* a subi l'influence d'un niveau de base général. Cette évolution capitale est aussi récente et dépend de la constitution d'un domaine littoral au cours du Quaternaire dont les fluctuations ont intéressé les vallées et les plaines.

La géomorphologie de la *Grèce occidentale* est donc récente car elle est liée à une situation géodynamique profonde dont les effets se répercutent en surface.

L I V R E I I

LES TRAITS FONDAMENTAUX DU MODELELES GRANDS VERSANTS ET LE KARST, LEURS SEDIMENTSCORRELATIFS ET LEURS FORMATIONS SUPERFICIELLES

Les éléments majeurs qui définissent le modèle de la *Grèce occidentale*, sont les grands versants singuliers et les formes karstiques. Ils s'accompagnent de séries détritiques et de formations superficielles. La nature de ces formations, leur évolution et les rapports qu'elles entretiennent, permettent de reconstituer les séquences morpho-climatiques et d'établir les étapes de l'évolution du modèle.

Il convient de dire en outre que si le cadre structural a été largement étudié par les travaux géologiques, le modèle lui-même l'a été peu, en particulier celui qui concerne le Quaternaire. Les formations de cette période se sont montrées à l'usage très ingrates parce qu'azoïques, même les formations marines sont banales, et difficiles d'interprétation en raison de leur dispersion.

Il en résulte que l'étude préalable des phyllites contenues dans les sédiments quaternaires s'est montrée une nécessité, si on ne voulait pas

aboutir à des impasses à propos de l'évolution morpho-climatique de la zone ionienne. Nous nous sommes servis pour cela de la méthode d'Hervé Chamley dont le but est de définir les caractères sédimentologiques des phyllites et des ~~les~~ interpréter comme corrélatifs d'ambiances climatiques caractéristiques et non équivoques. Donc, avant d'aborder l'étude morphologique des grands versants et du karst, il apparaît comme indispensable d'exposer les résultats déduits de l'analyse des argiles et, ensuite, d'en éprouver le bien fondé à propos du modelé des versants et à propos de l'évolution karstique.

Le livre II comporte ainsi trois parties :

- 1° Partie : Signification des argiles en tant que sédiments corrélatifs et formations superficielles de l'évolution des versants et du karst.
- 2° Partie : Les grands versants.
- 3° Partie : Le modelé karstique.

PREMIERE PARTIE

SIGNIFICATION DES ARGILES EN TANT QUE SEDIMENTS CORRELATIFS ET FORMATIONS SUPERFICIELLES DES GRANDS VERSANTS ET DU KARST.

Les sols des calcaires, les altérites des séries sédimentaires pré-et post-orogéniques et leurs propres éléments fins sont donc considérés comme des séries corrélatives et des formations superficielles. A ce titre, ces sédiments peuvent livrer un certain nombre d'informations sur les phases climatiques responsables du modelé (P. Birot, 28 et 29 ; A. Cailleux et J. Tricart, 156 ; H. Chamley, 47 et 49)

Leur étude s'est effectuée par l'intermédiaire de deux méthodes :

- l'une consiste à définir leur texture grâce à la granulométrie par densimétrie.
- l'autre a pour but de déterminer leurs composants grâce à l'analyse diffractométrique aux rayons X et à l'analyse thermique pondérale (A. Vatan, 162).

Les résultats obtenus sont présentés en trois chapitres :

Chapitre 7 : La texture du matériel argileux.

Chapitre 8 : Les cortèges phylliteux.

Chapitre 9 : Interprétation et conclusions pour la Grèce occidentale.

CHAPITRE 7

LA TEXTURE DU MATERIEL ARGILEUX

1. Situation topographique et lithologique des échantillons.

38 échantillons d'*Epire*, d'*Acarnanie* et de *Corfou* ont été traités par densimétrie. On peut les classer selon les séries suivantes regroupées en deux catégories.

A. Argiles des lapiés et des dolines du calcaire

- 1° série : altérites du Trias
 - dans une poche d'altération : *Corfou* C 33
 - dans une doline : *Acarnanie* : A 5 et A 6
- 2° série : altérites de Pantokrator.
 - dans un lapiés : *Corfou* C 13 et C 15
Epire 4 et 7
Acarnanie A 36
 - dans une doline : *Epire* 6.
- 3° série : altérites des séries post-liasiques
 - dans un lapiés : *Acarnanie* 1
 - dans une doline : *Acarnanie* A 25
Epire E 1
Corfou C 9

B. Argiles et altérites des séries détritiques

- 4° série : série détritique du Secondaire.
 - *Ammonitico Rosso* du *Pantokrator* de *Corfou* : C 18

- 5° série : séries détritiques du Tertiaire.
 - argiles des séries pré-orogéniques.
Argile (roche mère) du Burdigalien : *Acarnanie* A 7.
 - argiles des séries post-orogéniques.
argile du Pliocène marin : *Acarnanie* A 32 et A 38.
argile du Pliocène détritique : *Acarnanie* A 3
- 6° série : altérites des séries détritiques tertiaires et quaternaires.
 - altérites du flysch : *Épire* 18.
 - altérites d'un conglomérat helvétique : lapiés *Corfou* C 31.
 - altérites du Pliocène détritique : *Acarnanie* A 4.
 - altérites des brèches indurées : *Épire Paramythia* 32, 22
Acarnanie Zaverdha A 14.
 - altérites transportées des séries rhexistasiques.
Épire 8, 14, 16, 17. *Acarnanie* A 16. *Corfou* C1 et C2.
 - altérites interstratifiées dans les cônes caillouteux :
Épire E 5 et *Acarnanie* A 44, A 46, A 28 et A 29.
- 7° série : argiles de plaine de colmatage.
 - plaine littorale d'*Actium* *Acarnanie* A 8.
 - lac de *Jannina* E 3.

2. Méthodes d'étude.

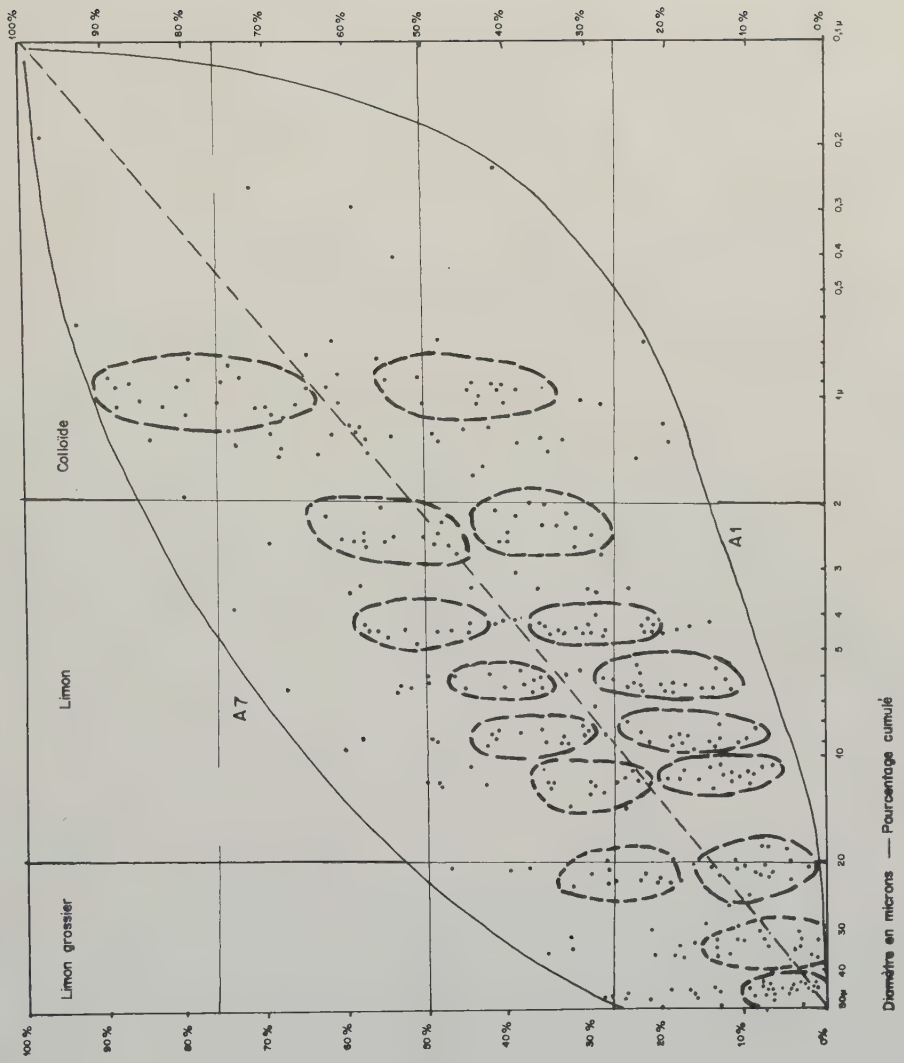
Ces échantillons ont été examinés à partir de mobiles différents :

- le premier s'efforce de dégager des groupements sans tenir compte de la situation des échantillons.
- le deuxième a pour but de diversifier ces groupements selon l'origine des échantillons.
- le troisième, à partir des situations topographiques et lithologiques mentionnées, cherche à dégager les caractéristiques granulométriques fondamentales : les stocks et les apports successifs.

Cette méthode progressive doit en effet répondre aux questions suivantes :

- Peut-on à partir des séries mentionnées faire la part des héritages ?
- Y a-t-il des familles d'argiles qui permettent de définir des pédogénèses

Répartition granulométrique des particules argileuses.



successives ?

- les séries détritiques correspondent-elles aux associations pédogéniques ou le transport crée-t-il de nouvelles familles ?

3. Les résultats.

3.1. Nature des sédiments.

On peut la dégager à partir de deux figures (Fig. 23/24 p. 98 et 100).

- La première représente la dispersion des différents diamètres des particules selon la valeur de leurs pourcentages cumulés. Cela revient à reporter tous les points des courbes cumulatives sans construire ces dernières. On peut toutefois matérialiser les courbes extrêmes réelles : l'une représente le sédiment le plus fin ; l'autre caractérise le sédiment le plus grossier. L'une est une terre argileuse, l'autre une terre sableuse (Ph. Duchaufour,⁶⁰). (Fig. 23, p. 98). Pour les sédiments analysés, le sédiment le plus fin est représenté par une argile de lapiés endogé (A 1) ; le sédiment le plus grossier par les argiles du Burdigalien (A 7), dont le type est ainsi proche d'une vase sableuse. Entre ces extrêmes, la répartition se fait en colonnes dont le rythme est commandé par le temps que mettent les particules à se déposer entre chaque lecture (1', 2', 5', 15', 30', 60', 120'). En deux heures, les grains compris entre 50 et 2 à 4 microns, c'est-à-dire les limons grossiers et les limons, se sont sédimentés. Pour les colloïdes, les lectures ont été faites autant que possible à des intervalles de temps réguliers (6 heures, 12 ou 14 heures, 18 ou 20 heures et 24 heures). La dispersion des grains est plus grande, car la régularité des lectures est moins parfaite mais surtout parce que les particules sont plus fines.

Si on ne considère que les particules comprises entre 50 et 2 microns, on se rend compte que leurs groupements, déterminés à partir des nuages de points, se font de part et d'autre d'une oblique. Celle-ci représente un sédiment hétérométrique à la différence des courbes extrêmes qui caractérisent des sédiments homométriques soit grossiers, soit fins. Les sédiments fins de la *Grèce occidentale* sont plus près de celle-là que de celles-ci. Leur caractéristique fondamentale est donc une hétérométrie généralisée. On a affaire à des limons argileux. On voit en outre qu'on peut identifier deux

familles à particules limoneuses puisque l'une est plus fine que l'autre. L'origine d'un tel assemblage dépend, sans aucun doute, et de la roche mère, en particulier des séries détritiques pré- ou post-orogéniques, et de l'évolution pédologique.

- La deuxième figure confirme cette première constatation (Cf. Fig. 24, p.400). Elle se construit à partir de la répartition des particules de même diamètre, rencontrées dans les échantillons. On obtient ainsi quatre courbes statistiques qui ont de l'une à l'autre des points communs.

- la première courbe est composée des grains aux diamètres décroissants suivants : (en microns).

45 - 34 - 22 / 12 - 9 - 6,5 - 4,5 - 2,6 / 1,4 - 0,9.

- la deuxième est composée de valeurs proches, mais plus fines :

43 - 31 - 21 / 12 - 8,5 - 6 - 4 - 1,4 - 0,9.

Il existe des variantes que révèle le comptage. Elles associent aux diamètres les plus forts les particules les plus fines. Ainsi au-delà de 12 microns, les têtes des courbes de ces limons se greffent soit sur la terminaison de la première famille pour 2 : 9 - 6,5... ; soit sur la terminaison de la deuxième famille pour 1 : 8,5 - 6... (courbes 1' ou 2').

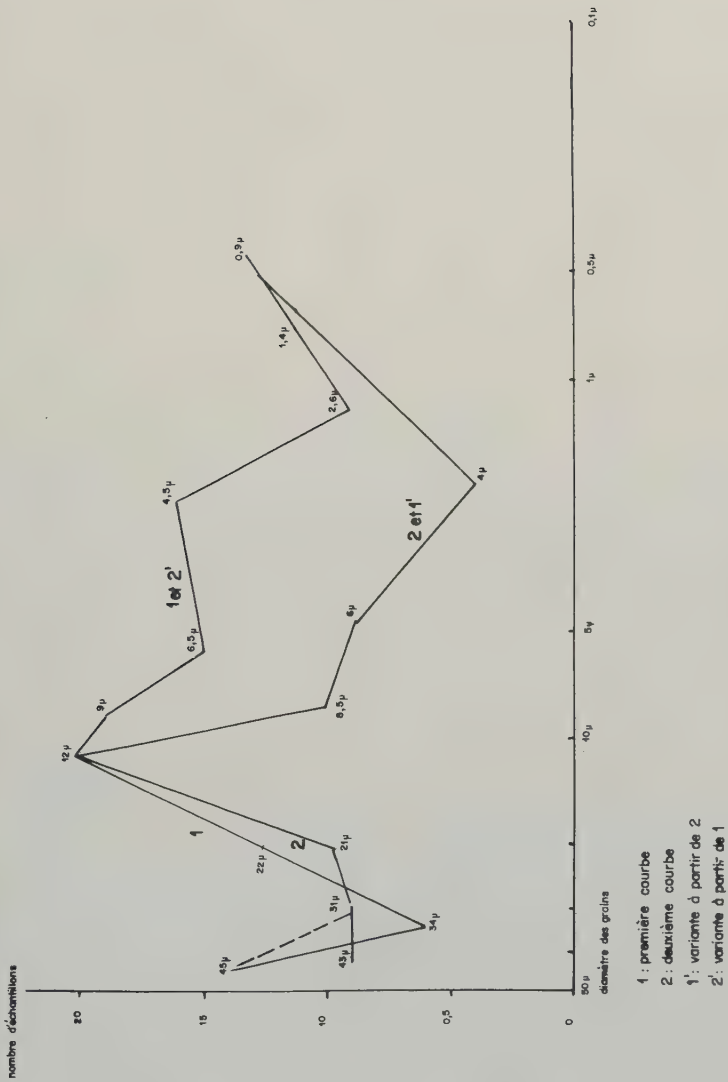
Les argiles qui définissent les valeurs des deux premières organisations sont les phyllites des altérites du calcaire. Les plus grossières appartiennent au calcaire de *Pantokrator* ; les plus fines aux calcaires post-liasiques. Les deux autres courbes caractérisent soit les argiles quaternaires, soit les éléments fins des séries tertiaires. Tous les sédiments qui ont subi un transport et une altération, ont une texture hétérométrique et prouvent l'importance des remaniements et des évolutions pédogéniques qui se sont exercées sur eux. Ces courbes révèlent enfin la présence de deux stocks puisque toutes possèdent un diamètre commun à 12 microns.

Cette première étude des sédiments permet de conclure à l'existence de limons argileux et à l'influence des remaniements.

3.2. Les familles. (Cf. Fig. 25, p.102).

Si on veut mettre en évidence la multiplicité des origines en même temps que le caractère élaboré des lutites, on divise les argilites en

Courbes statistiques des diamètres des argiles



trois classes granulométriques. La première va de 50 à 20 microns : limon grossier ; la seconde de 20 à 2 microns : limon ; la troisième en dessous de 2 microns : colloïdes (Ph. Duchaufour, 60). (Tableau 1).

Classement	Limon grossier	Limon	Colloïdes	Nature
<u>1° Série</u>				
C33	7 %	13 %	80 %	A
A5	10 %	25 %	65 %	A
A6	10 %	20 %	70 %	A
<u>2° Série</u>				
C13	15 %	50 %	35 %	Laf
C15	30 %	40 %	30 %	La
4	3 %	42 %	55 %	Al
7	5 %	23 %	72 %	A
A36	27 %	13 %	60 %	A
6	7 %	25 %	68 %	A
<u>3° Série</u>				
A1	10 %	17 %	73 %	A
A25	20 %	45 %	35 %	Laf
E1	8 %	22 %	70 %	A
C9	5 %	25 %	70 %	A
<u>4° Série</u>				
C18	20 %	35 %	45 %	A
<u>5° Série</u>				
A7	45 %	35 %	20 %	L
A32	20 %	15 %	65 %	La
A38	40 %	20 %	40 %	La
A3	35 %	30 %	35 %	La
<u>6° Série</u>				
E18	15 %	45 %	40 %	L
C31	20 %	18 %	62 %	L
A4	25 %	30 %	45 %	L
32	15 %	40 %	45 %	Al
22	5 %	55 %	40 %	Laf
A14	25 %	10 %	65 %	A
8	20 %	30 %	50 %	Al
14	5 %	45 %	50 %	Al
16	5 %	40 %	55 %	Al
17	10 %	60 %	30 %	Laf

.../...

Classement	Limon grossier	Limon	Colloïdes	Nature
<u>6° Série (suite)</u>				
A16	10 %	40 %	50 %	A1
C1	20 %	35 %	45 %	A
C2	25 %	35 %	40 %	A
E5	15 %	5 %	80 %	A
A44	25 %	20 %	55 %	A
A46	15 %	15 %	70 %	A
A28	20 %	40 %	40 %	A
A29	10 %	40 %	50 %	A1
<u>7° Série</u>				
A8	10 %	20 %	70 %	A
E3	25 %	15 %	60 %	A

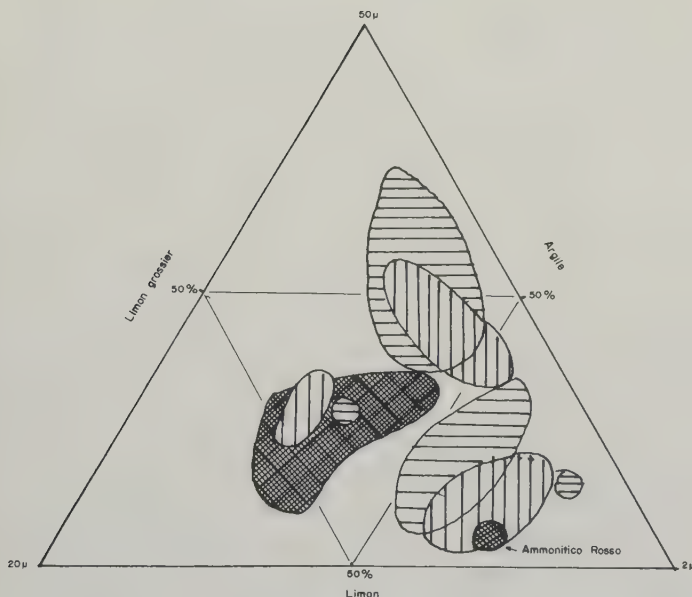
A = Argile
A1 = Argile limoneuse

Laf = Limon argileux fin
La = Limon argileux
L = Limon

Si on calcule le pourcentage de chacune des catégories granulométriques, retenues par l'école américaine, on observe que les argiles sur calcaire sont le plus souvent des colloïdes. Le mélange est plus important pour les argiles et les altérites des séries détritiques. Parmi ces dernières, les échantillons les plus grossiers appartiennent aux roches-mères des séries tertiaires. Maintenant, si on classe les terres selon leur catégorie granulométrique, on observe que les argiles issues d'une pédogénèse correspondent aux deux familles les plus fines. Les argiles qui proviennent des roches-mères demeurent les plus grossières. Les cônes lithochromes qui représentent la lixiviation des sols développés sur les calcaires, se répartissent entre les deux familles des pélites d'origine pédologique.

En conclusion, les cônes lithochromes sont des séries de rhéostasie dues à l'érosion de sols. L'Ammonitico Rosso se présente comme la formation corrélative d'un karst développé au Secondaire sur le *Pantokrator* avant la transgression généralisée du *Vigla*. On remarque aussi l'argilisation nette des séries détritiques tertiaires au cours du Quaternaire quand on compare A4 et A3, 22 et E18. Enfin, les terres de Grèce occidentale sont à structure compacte, car riches en colloïdes.

Les familles des éléments fins



Deux familles selon le type du calcaire :



Argiles d'origine pédologique



Cônes argileux lithochromes

Les trois groupements selon la roche-mère prouvent qu'ils sont issus d'un remaniement



Roche-mère (calcaire)

Commentaire du graphique :

Les roches-mères livrent essentiellement des limons argileux. La fraction argileuse est le résultat d'une pédogénèse ultérieure. Les cônes argileux proviennent du transport d'altérites issues d'une pédogénèse inégalement poussée où l'influence de la roche-mère est primordiale. Les particules argileuses d'origine pédologique, sont d'autant plus fines que la pédogénèse est récente.

3.3. Les caractéristiques des terres,

On peut tirer des différentes courbes cumulatives les conclusions suivantes (Cf. Fig. 26/27 p. 104-106 et fig.28-29-30-31, p.108-110-112-114).

- Les altérites des calcaires sont les plus fines. Mais les argiles qui ont pour roche-mère le calcaire de *Pantokrator* sont plus grossières que celles qui reposent sur les calcaires en plaquettes ou les calcaires cataclasés du Trias. Les argiles des lapiés sont plus fines que celles des dolines où les colluvionnements sont plus fréquents. Le tri est plus élaboré dans les lapiés en raison d'une infiltration plus lente et d'un drainage plus continu.

- Les argiles des séries détritiques tertiaires sont les plus grossières. Celles des séries pliocènes sont semblables à celles des cônes torrentiels quaternaire et montrent ainsi l'origine des produits fins de ces derniers. Les faciès détritiques du Pliocène représentent des argiles qui proviennent de sols érodés et de cônes deltaïques. On peut considérer ces faciès comme typiques du Pliocène terminal.

- Les argiles des niveaux marins ou lacustres sont les mieux triées des argiles transportées. Ces milieux ont été propices à une décantation des particules les plus fines présentes sous la forme de montmorillonite.

- Les argiles des cônes lithochromes sont assez fines. Elles tirent leur origine d'une période d'argilisation certaine au cours du Quaternaire.

Si on établit un classement qui fasse ressortir le limon éolien (50-10 microns d'après J. Tricart et A. Cailleux) du fond colloïdal des terres, on obtient les valeurs indiquées au tableau 2.

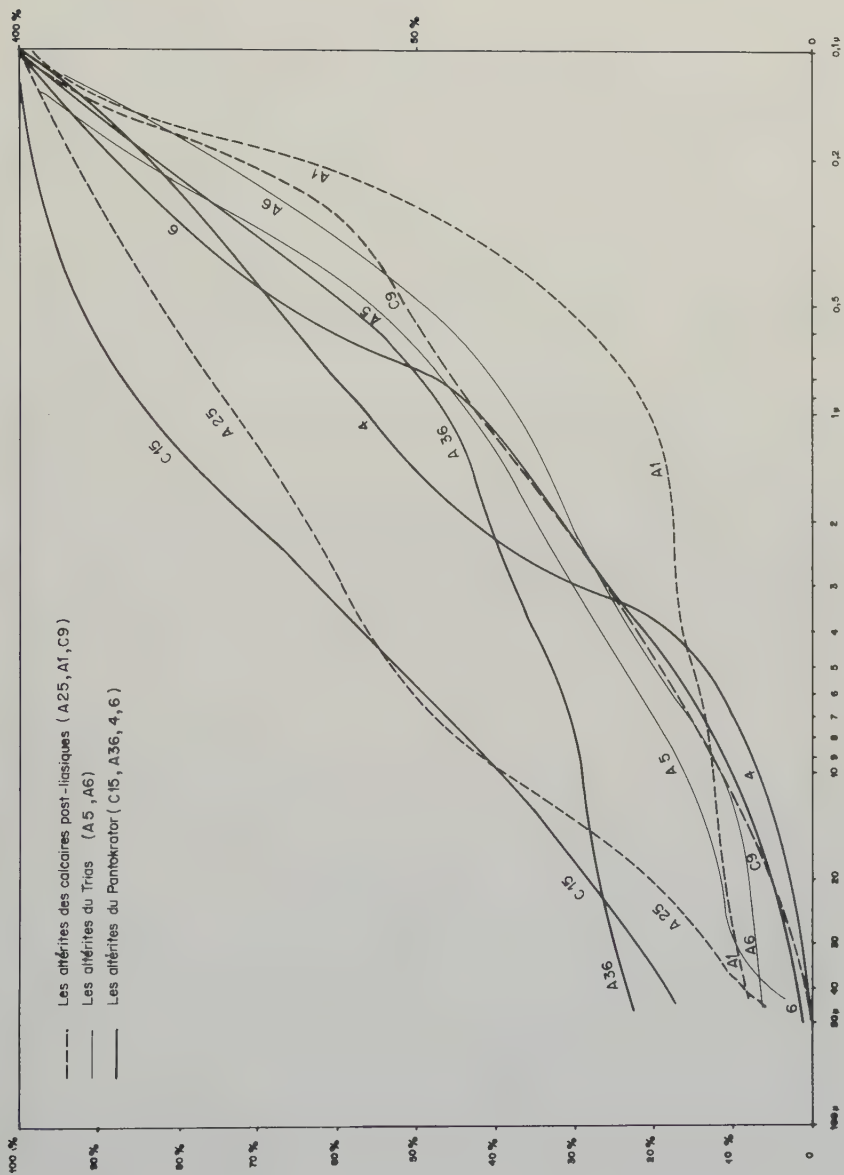
Classement	Limon éolien	Limon colluvionné	Colloïdes
<u>1° Série</u>			
C33	5 %	15 %	80 %
A5	15 %	20 %	65 %
A6	8 %	22 %	70 %
<u>2° Série</u>			
C13	30 %	35 %	35 %
C15	40 %	30 %	30 %
4	8 %	37 %	55 %
7	8 %	20 %	72 %
A36	30 %	10 %	60 %
6	10 %	22 %	68 %

Classement	Limon éolien	Limon colluvionné	Colloïdes
<u>3° Série</u>			
A1	12 %	15 %	73 %
A25	40 %	25 %	35 %
E1	12 %	18 %	70 %
C9	12 %	18 %	70 %
<u>4° Série</u>			
C18	25 %	20 %	55 %
<u>5° Série</u>			
A7	55 %	25 %	20 %
A32	25 %	10 %	65 %
A38	45 %	15 %	40 %
A3	35 %	30 %	35 %
<u>6° Série</u>			
E18	20 %	40 %	40 %
C31	20 %	18 %	62 %
A4	25 %	30 %	45 %
32	15 %	40 %	45 %
22	15 %	45 %	40 %
A14	30 %	5 %	65 %
8	25 %	25 %	50 %
14	10 %	40 %	50 %
16	10 %	35 %	55 %
17	20 %	50 %	30 %
A16	15 %	35 %	50 %
C1	20 %	35 %	45 %
C2	35 %	25 %	40 %
E5	15 %	5 %	80 %
E44	25 %	20 %	55 %
A46	15 %	15 %	70 %
A28	35 %	25 %	40 %
A29	5 %	45 %	50 %
<u>7° Série</u>			
A8	10 %	20 %	70 %
E3	15 %	25 %	60 %

Les résultats peuvent s'énoncer comme suit. Il y aurait deux grandes périodes d'éolisation : l'une au Pliocène ; l'autre au cours du Quaternaire supérieur. En effet sont éolisées, pour le Quaternaire, les séries in situ et les argiles interstratifiées des cônes postérieurs aux cônes litho-

Fig - 26

Les attérites des calcaires post-triasiques, du Trias et du Pantokrator



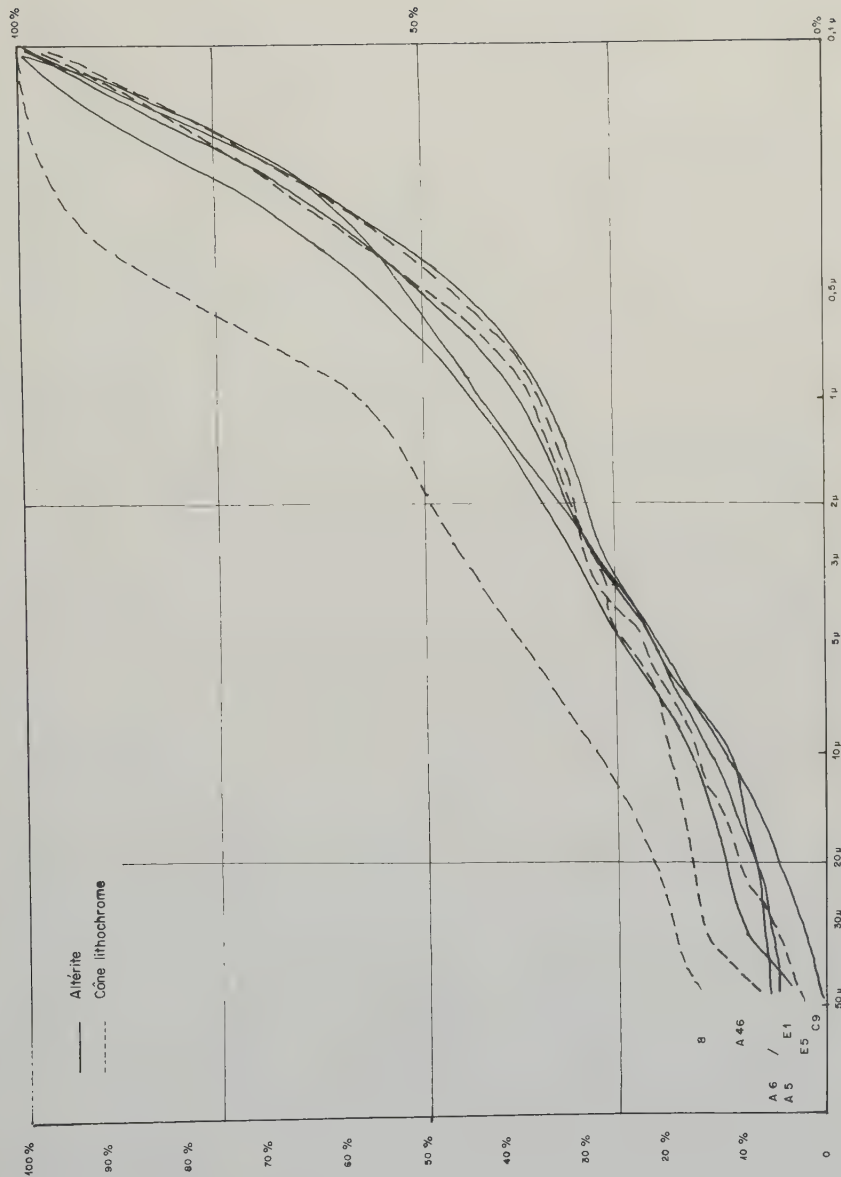
chromes. Ces derniers se caractérisent au contraire par un fort pourcentage de limon colluvionné. Car protégés par leur couverture caillouteuse ils n'ont pu subir cette éolisation pleistocène.

Ainsi la diversité des argiles s'explique par la présence des séries détritiques tertiaires. Cependant on constate une argilisation certaine au cours du Quaternaire. Le transport ne crée pas de nouvelles familles ; il accentue le stock limoneux des dépôts. Enfin, on est sûr d'une phase d'éolisation finie Quaternaire.

On ne peut différencier les pédogénèses successives, car les séries rhéxistasiques sont le reflet de leur milieu d'origine. Le transport détruit le tri élaboré qui caractérise les argiles du karst. Ces argiles par leur granulométrie généralement fine révèlent leur origine pédogénique. Les nuances qu'on y décèle sont liées à des remaniements par le ruissellement ou par le vent.

Pour la *Grèce occidentale*, on peut conclure que les lutites représentent des sols tronqués ou transportés. Leur répartition doit plus aux crises climatiques et tectoniques du Quaternaire qu'aux périodes bio-altérantes dont elles tirent pourtant leur origine. De ce fait, on peut dire que les séries argileuses ont une valeur stratigraphique. Leur diagénèse ultérieure a une valeur morpho-climatique à partir du moment où on peut y discerner un stock hérité, comme l'a montré J. Estéoule-Choux pour les séries sédimentaires du Massif armoricain. (73).

Fig - 27



CHAPITRE 8

LES CORTEGES PHYLLITEUX

Intention et méthode.

Les analyses portent sur les argiles des séries néogènes et des formations quaternaires.

Les analyses faites aux rayons X ont permis de déterminer les argiles cardinales (kaolinites, illite, montmorillonite et chlorite) et les mélanges ainsi que les interstratifiées (illite-vermiculite, illite-montmorillonite, montmorillonite-chlorite) (J. Lucas et al. 1964). Des pourcentages à partir des pics ont été établis ; ils ont une valeur indicative qui toutefois, pour certains échantillons, devient significative (H. Chamley, 1969). On peut estimer cependant la marge d'erreur à 5 %. Selon la méthode de H. Chamley (1969) la cristallinité de l'illite et celle de la kaolinite ont été aussi considérées comme des indices de différenciation et d'expression climatique. Il en est de même pour le rapport feldspath/quartz et celui qui combine la hauteur de l'illite et la hauteur de la chlorite. Les formations annexes ont été aussi identifiées : les hydroxydes de fer et d'alumine, les carbonates et les sulfates hydratés (gypse) et les silicates alumino-magnésiens : attapulgite et sépiolite.

Les argiles ont été prélevées à des niveaux et en des lieux variés de la Grèce occidentale. Pour chaque série, les situations topographique et lithologique et les comparaisons à faire d'un groupement à l'autre, sont indiquées et commentées. Les interprétations sont fondées sur les résultats quantitatifs établis à partir des diagrammes de la diffractométrie. Les ana-

LEGENDE COMMUNE AUX TABLEAUX 3 à 12

Légende

Rayons X et Analyse thermique

1. Argiles cardinales

K = Kaolinite
C = chlorite
I = illite
M = Montmorillonite
A = ~~Attapulgite~~
H = halloysite

2. Les interstratifiées
ou espèces épisodiques.

I/V = illite-Vermiculite
I/M = illite-montmorillonite
M/I = montmorillonite-illite
M/C = Montmorillonite-Chlorite

Pour les rayons X, les valeurs sont données en pourcentage.

Pour l'analyse thermique différentielle, les valeurs sont
appréciées : tr = trace ; + faible ; ++ faible à moyen ;

+++ moyen à fort.

3. Indices divers. (A et B)

Na = cristallinité de l'illite
HK = cristallinité de la kaolinite
HI/HC = rapport chlorite/illite
F/Q = Feldspath/quartz
S/G = sidérite/goethite

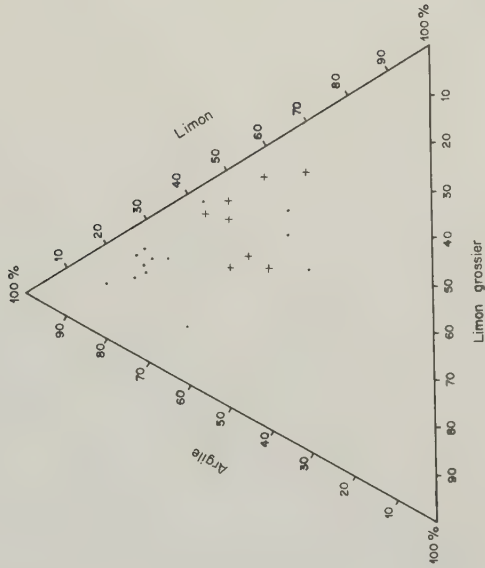
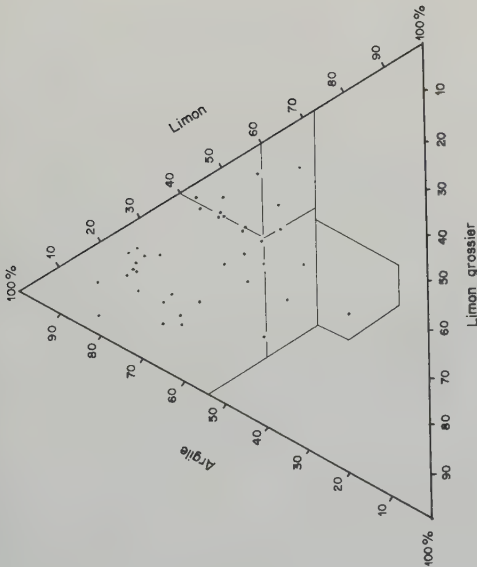
Pour Na, plus la valeur est petite, plus l'illite est bien
cristallisée. Pour HK, plus la valeur est grande, plus les
conditions d'apparition étaient réalisées.

L'illite étant plus résistante que la chlorite, plus il y a
d'illite, plus l'évolution a été poussée.

La goethite suppose un milieu humide et aérée ; la sidérite
un milieu plus sec. Le rapport éclaire sur le bilan hydrique
du sol.

Répartition des sédiments fins sans distinction d'origine

- 1 Argile
- 2 Argile limoneuse
- 3 Limon argileux fin
- 4 Limon argileux
- 5 Limon



Altérites des calcaires et argiles des cônes lithochromes (+)

lyses thermiques différentielles sont qualitatives et utilisées comme compléments.

Les résultats partiels sont exposés au terme des analyses effectuées pour chaque série présentée. Les résultats généraux sont exposés à la fin et comparés à d'autres régions helléniques et méditerranéennes.

1. Les argiles des séries sédimentaires tertiaires et leurs altérites.

Dans ce paragraphe ne sont traitées que les argiles du flysch et de la molasse et les rares altérites développées à leurs dépens.

1.1. Les argiles du flysch et de la molasse.

Plusieurs échantillons ont été examinés autour du golfe d'Ambracie, car les affleurements de molasse y sont nombreux et alimentent les différentes accumulations (Tableau 3),

TABLEAU 3

Cortège phylliteux des flysch et des molasses.

Echantillons caractéristiques:

- 31-A7 argile blanche burdigalienne
"Plage" de Vonitsa.
32-A45 argile blanche burdigalienne
route Vonitsa-Amphilokhia.
33-E6 Zalongo, argile blanche burdigalienne.
34-E40/71 Argile du conglomérat burdigalien
Front de Parga-Margariti.

Ces échantillons ont été traités par diffractométrie.

20 th. Flysch du val de Paramythia.

26 th. Flysch du val de Platania.

Ces échantillons ont été traités au moyen d'une analyse thermique différentielle.

Résultats.

1. Les argiles

Echantillons	K	C	I	M	I/V	I/M	M/I
31-A7	-	23%	27%	50%	-	-	-
32-A45	06%	08%	48%	10%	10%	18%	-

3. Indices divers.

	<u>Na</u>	<u>HK</u>	<u>El/HC</u>	<u>S/G</u>
46-E18	8	1,4		2/1,5
47-C31	3	2,6	5/1,6	1,8/0,6
48-C30	4	1,2	3,4/0,5	0,8/0,8

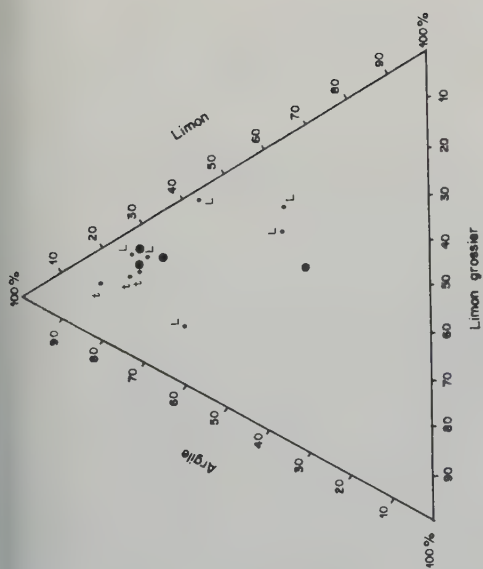
L'essentiel du cortège est constitué de chlorite et d'illite et de différents interstratifiés qui trahissent l'influence du substratum. On constate cependant une kaolinisation certaine puisque le pourcentage de kaolinite s'élève entre 15 et 25 %. Certains échantillons montrent une très faible portion de kaolinite et une quantité plus importante de montmorillonite. Ces altérites sont alors peu ferruginisées. Pour les autres, on relève la présence d'hématite ou de lépidocrocite. Il est incontestable que l'on observe ici deux types d'évolution.

L'association kaolinite-hématite est caractéristique d'une région chaude à saisons contrastées (P. Ségalen, 150) ; la présence de lépidocrocite et de montmorillonite trahit une certaine hydromorphie du sol. Ces deux types d'évolution peuvent être concomitants et s'expliquer en raison des situations locales. Mais on peut aussi penser que le type à kaolinite prépondérante indique une évolution sous une couverture forestière à climat de type chinois selon l'expression de P. Birot (16). Le type à montmorillonite avec présence d'attapulgite entre 14 % et 20 % rend compte d'un climat plus sec à couverture végétale ouverte (A. Ruellan, 145). Autrement dit, les altérites sont polyphasées et la composition de leur assemblage phylliteux peut résulter d'évolutions pédologiques successives.

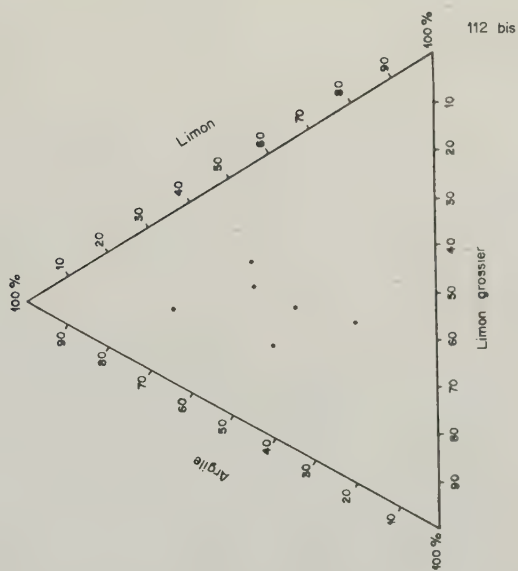
Si on essaye, avec prudence, de comparer les indices et les pourcentages des différentes argiles, on peut proposer les observations suivantes et tirer les conclusions ci-après.

Pour les argiles des séries néogènes, l'illite est bien cristallisée et la kaolinite peu abondante. L'évolution pédologique n'est guère apparente. En revanche, l'origine détritique est fortement soulignée par l'abondance des quartz par rapport aux feldspaths et par la présence de la pyrophyllite, minéral résistant et lui-même d'origine détritique. La présence de goéthite est banale pour la Méditerranée (P. Ségalen 150). La sidérite et la

Alvérites de la série carbonatées (Trias-Eocène)



Fins des séries post-orogéniques



calcite relèvent des cycles sédimentaires ultérieurs. Le gypse est aussi un enrichissement postérieur courant pour la *Grèce occidentale*, et qui tend à prouver l'érosion massive des sols des séries sédimentaires paléogènes et néogènes lors des phases de rhexistasie. Autrement dit, les altérites développées aux dépens du substratum tendre tertiaire ne relèvent jamais d'une pédogénèse très ancienne.

Pour ces altérites, on observe justement des différences significatives. La disparition des feldspaths, ou leur très nette diminution, est en rapport direct avec la kaolinisation des sols. La présence de la pyrophyllite élément très résistant (Dunoyer de Ségonzac et Chamley, 66) n'est pas anormale et prouve l'influence de la roche mère dans la constitution du cortège argileux des altérites et de l'érosion massive qui s'exerce sur les versants ravinés du flysch et de la molasse. Le fait aussi qu'on la trouve dans les altérites des bandes de broyage du Trias, tend à démontrer la réalité du recouvrement, puisque sa roche parentale est le flysch.

La kaolinite est aussi plus abondante et s'accompagne d'une diminution normale de la chlorite. L'illite reste relativement abondante sans que sa cristallinité soit modifiée (H. Chamley, 46 et C. Dunoyer de Ségonzac et Kubler, 65). Il faudrait admettre, d'après ces auteurs, que l'illite bien cristallisée serait d'apport tardif.

Ainsi la présence concomitante d'argiles dont certaines sont antinomiques les unes par rapport aux autres, indique une évolution indéniable des phyllites originelles à la suite d'une pédogénèse. Et pour les altérites même, une évolution polygénique en relation avec une succession de climats contrastés.

2. Les argiles des formations pliocènes et de leurs altérites.

Les échantillons du Pliocène peuvent se subdiviser en deux familles.

La première groupe les argiles d'un Pliocène non altéré. Elles sont prises dans des lentilles de lutites qui appartiennent à des formations détritiques : conglomérats à l'Ouest de *Vonitsa* au-dessus de la pointe d' *Actium* ; conglomérats de *Naupacte*, de *Nicopolis*, de *Corfou* (*Kato Garouna*) et de *Psili Panaya* au NW du *Mont arakinien*. Ou bien elles ont été échantillonnées

dans les couches argilo-vaseuses d'un Pliocène marin grés-sableux, jaune, de faciès astien, d'origine lagunaire ou littorale : gisement du seuil d'Ambracie entre le lac d'Ambracie et la plaine d'Agrinion, ou gisements de Mytikas, Paléros (Zaverdha) ou Nimpai (Corfou).

Deux questions peuvent se poser à propos de ce Pliocène de la Grèce occidentale.

Ces formations soit fines et litées, soit grossières et désordonnées sont considérées comme mio-pliocène par les géologues de l'IFP et de BP (99 et 98). Mais étant donné la grande différence de faciès, on ne peut les considérer comme contemporaines. Il faut donc en établir la stratigraphie afin de savoir si les faciès détritiques, en particulier ceux du sommet de la série, sont les passages latéraux des faciès marins. Seule l'analyse de la microfaune peut préciser cette situation, car les observations de terrain en raison de la tectonisation ultérieure, ne sont pas assez nettes pour trancher. Les déterminations faites (G. Bizon, 30 ; B. Kéraudren, 102) et comparées aux déterminations ponctuelles que nous avons fait faire (détermination M. Margerel) ont permis d'étayer positivement ce point stratigraphique dont l'intérêt n'est pas quelconque pour l'explication du relief et de la répartition des formations pliocènes.

La deuxième question concerne les altérites développées sur l'un ou l'autre faciès. Il s'agit de savoir ce qu'elles représentent et quelle est au Quaternaire leur époque d'apparition.

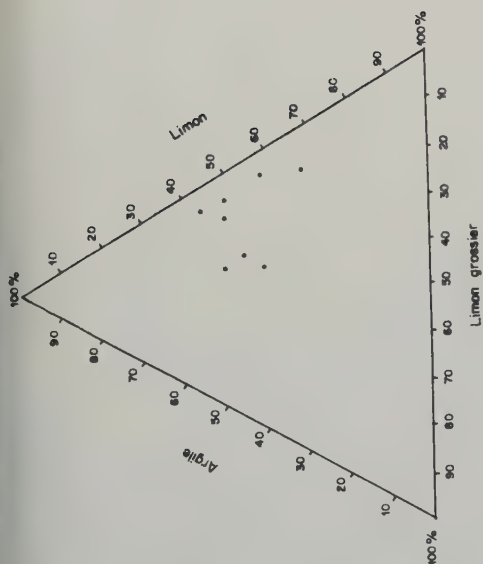
Ainsi après avoir établi la stratigraphie du Pliocène pour la Grèce occidentale et en particulier pour l'Acarnanie, nous analysons les propres argiles de ces formations datées et les phyllites de leurs altérites quaternaires.

2.1. Essai de stratigraphie du Pliocène du domaine côtier.

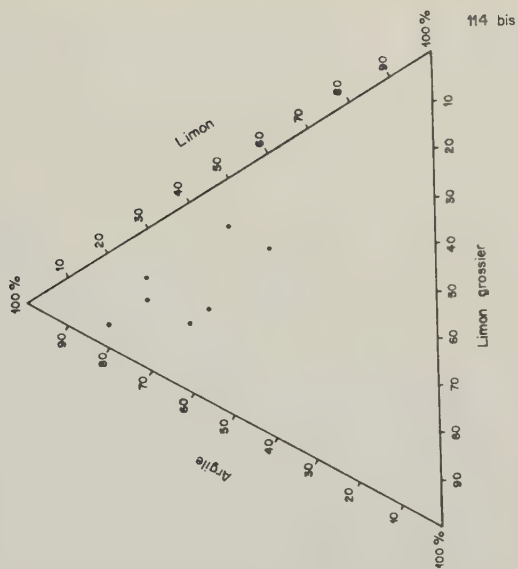
Une coupe synthétique du Pliocène associe les faciès suivants : (sources I.F.P. et B.P. (98 et 99) et observations personnelles).

- à la base, des conglomérats faits de galets polygéniques et de graviers. L'épaisseur est variable, mais peut être de l'ordre de deux cents mètres. Ce faciès est présent en Acarnanie et à Corfou où il donne un front de pseudo-

Argiles des cônes lithochromes



Argiles des talus d'éboulis ou des cônes torrentiels



cuesta puisqu'il est discordant sur le Miocène tendre. Il est absent à *Céphalonie* où il prend un aspect plus fin de sable grossier calcaire à la suite sans doute d'un grano-classement.

- au-dessus vient une série d'abord sableuse et jaune, puis une série de marnes bleues. Mais l'alternance est souvent de règle. Ce faciès caractérise le Pliocène marin de *Céphalonie* et de *Corfou*. L'épaisseur est de l'ordre de plusieurs centaines de mètres.

- la partie supérieure est plus complexe. Elle débute par un banc de conglomérat qui peut atteindre quarante mètres et qui est suivi d'assises (30 mètres) constituées de lentilles de pérites et de sables avec des récurrences de galets. Elle se termine par un conglomérat grossier (70 mètres parfois) et très massif. Ce dernier masque complètement la série marine et peut même la raviner. A *Céphalonie* seulement, le Pliocène se termine par le Calabrien (B. Keraudren, 1952). Ce faciès continental d'*Acarnanie* ou d'*Épire* pourrait être Pleistocène, si on en fait un passage latéral de la série calabrienne. (fig. 32 p. 116). De cette coupe, on peut tirer les conclusions suivantes :

- le faciès est toujours littoral même à *Céphalonie* où il est cependant plus fin.

- il est discordant quel que soit le substratum, sauf en de très rares points à *Corfou* (I.G.R.S.-I.F.P. 99).

- l'épaisseur de la série et de ses faciès est variable en raison des subsidences permanentes qui entraînent en outre des discordances internes à *Céphalonie* et à *Corfou*. Il y a donc une instabilité syn-sédimentaire pliocène.

Deux séries d'échantillons ont été prises afin d'établir la place de certaines formations dans la stratigraphie générale du Pliocène et de reconstituer en même temps les climats de cette période. L'une est localisée sur le seuil d'*Ambracie* ; l'autre à *Mytikas* sur le littoral.

On sait en effet qu'à *Corfou*, le Pliocène ne s'élève pas plus haut que le Pliocène moyen (G. Bizon, 1930) et qu'à *Céphalonie* le Calabrien est présent (B. Keraudren, 1952). Il était donc plein d'intérêt de savoir à quelle période du Pliocène appartenaient les formations d'*Acarnanie* et de pouvoir justifier leur présence d'autant plus qu'à *Leucade*, c'est à dire plus à l'Ouest, au Miocène, on connaît une crise orogénique importante puisque le calcaire de *Pantokrator* chevauche le Miocène supérieur et qu'à *Riza*, en *Épire*

méridionale, les séries détritiques mio-pliocènes dites d'Arkhangélos, sont ployées (I.G.R.S.-I.F.P., 99).

Les enseignements du Mio-pliocène du seuil d'Ambracie

Cette formation se situe entre la plaine d'Agrinion et le lac d'Ambracie. Elle masque un seuil rocheux dont la nature est indéterminée, car le substratum n'apparaît nulle part. Elle se situe toutefois au contact d'une bande de broyage de Trias. Cette formation épaisse d'une dizaine à une vingtaine de mètres est en outre faillée sur sa longueur. La couche fossilifère qu'A 34 représente, est le sommet d'une série litée ainsi composée (Cf. Fig. 33a, p. 118).

- à la base on observe une sorte de cône dont n'affleure qu'un mètre. Il est caractérisé par une alternance d'assises d'argile rouge et de bancs conglomératiques de 1 à 1,50 m d'épaisseur. L'ensemble est affecté d'un pendage de 10-15° vers le S.SE. Les galets sont de petite taille, bien roulés et parfois altérés. Tectonisé, le cône présente une surface irrégulière.

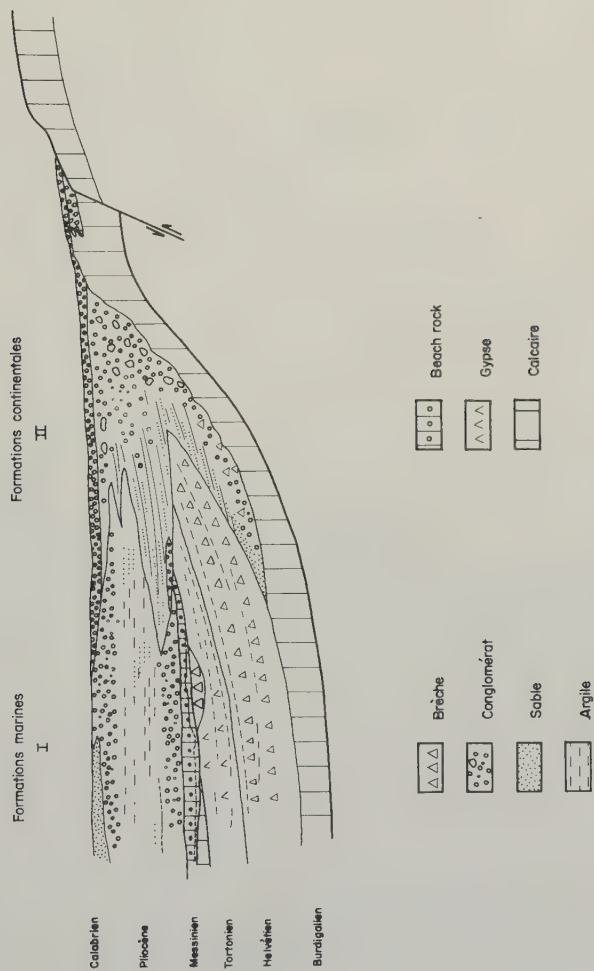
- sur lui, en discordance et le ravinant s'est déposée une couche continue et épaisse de 3-4 mètres d'argiles sableuses, claires qui contiennent des Ostracodes à tests lisses.

- le sommet de la formation est constitué d'une assise sableuse, au sommet induré par de la calcite. Cette couche a livré des Oogones de Chara, des Ostracodes et des Foraminifères. La détermination de ces derniers place au Tortonien-Pliocène inférieur le sommet de la formation (détermination M. Margerel).

Il faut donc admettre que les couches argileuses rouges peuvent représenter un cône lithochrome de rhexistasie déposé au cours du Miocène supérieur. Il a été raviné par une série transgressive pliocène composée de formations littorales qui déborde sur une série lagunaire sablo-argileuse. Des sables marins de type astien concrétisent d'une façon indubitable la transgression pliocène, "contemporaine des séries marines de Sicile et d'Italie qui surmontent le Messinien" (G. Bizon, 30).

Ici, elle s'arrête donc au Pliocène inférieur. La série beige figure la sédimentation d'un fond de golfe. Le chenal peu profond s'est plus ouvert par la suite comme le prouve la microfaune marine toujours très littorale. La sédimentation un peu plus grossière (sable) peut être corrélative

Les formations néogènes



d'une agressivité climatique. Le Pliocène inférieur chaud est aussi sec, si on tient compte des lentilles de gypse et de la présence de lignites peu épais ; l'un et l'autre sont en effet révélateurs d'un milieu peu favorable au développement de la végétation.

La série inférieure lithochrome représente un sol transporté. Pour 50 % de kaolinite, on a 38 % d'illite et 12 % d'attapulгите. A une argile d'origine continentale s'ajoute à première vue l'attapulгите marine (G. Millot, 124).

Comme les séries miocènes se terminent par un banc de gypse (I.G. R.S.-I.F.P. 99) révélateur d'un climat assez aride et chaud, il est raisonnable de placer cette phase de relative stabilité qui entraîne le développement d'une couverture végétale et d'un sol à kaolinite, entre le Burdigalien supérieur et le Messinien, c'est-à-dire au cours de l'Helvétien d'autant plus que les foraminifères indiquent la présence d'un climat chaud à ce moment (G. Bizou, 30).

En revanche, le Miocène terminal au climat chaud et sec, à l'instabilité tectonique certifiée à *Leucade*, est donc une période de rhexistasie. Le continental rouge de base est donc contemporain de cet épisode et représente ainsi une série contemporaine de l'érosion pontienne. En outre on a l'assurance paléontologique que le gisement d'*Ambracie* ne monte pas dans le Pliocène supérieur, à la suite de gauchissements qui donnent un aspect régressif aux formations. La discordance sur le Pontien basculé indique en effet une instabilité tectonique fini-Miocène. La proximité des bandes de broyage de Trias du *Xéroméros* explique cette mobilité liée à une halocinèse permanente telle que le Pliocène pénètre dans un sillon marginal de diapir. Cette situation est banale en Grèce occidentale quand le Pliocène est associé à une bande de broyage. En même temps cette série montre la poursuite du climat chaud et sec du Miocène terminal dans le Pliocène inférieur.

Au cours du Pliocène moyen, l'*Acarnanie* cesse d'être une île et le paysage devait ressembler à celui actuel de l'île de *Céphalonie* composée de presque îles séparées par des golfes aux fonds lagunaires. L'arc insulaire se continentalisait et son domaine se stabilisait à partir de limites orientales dont on retrouve les traces sur le littoral actuel. En revanche, le golfe de *Mytikas* a été plus permanent.

Les enseignements du Pliocène de *Mytikas*. (Cf. Fig. 33 b, p. 118).

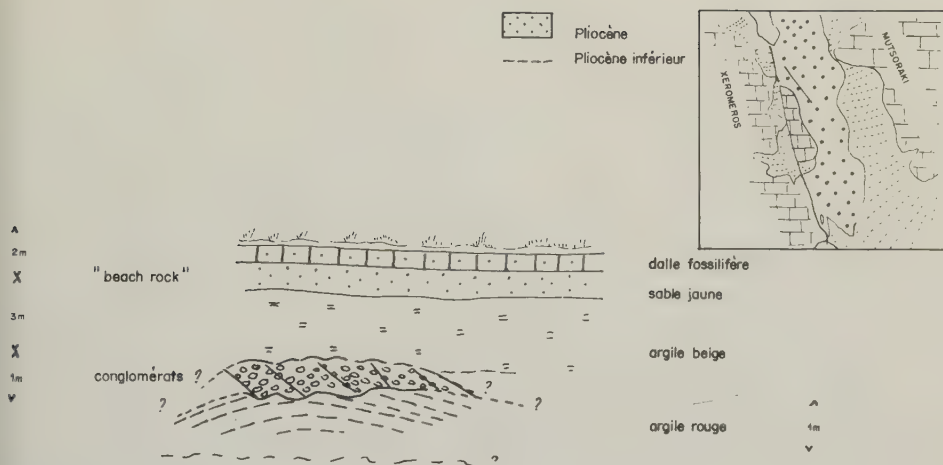
L'échantillonnage s'est fait à l'aval de la plaine de *Mytikas* bordée actuellement de grands versants calcaires. Ce Pliocène montre un grando-classement de plus en plus fin vers le centre de la dépression. Les lentilles de cailloutis (sables et graviers) d'amont passent à un ensemble argilo-sableux, poudreux, fin où a été pris A 38 entre autres. D'après la stratigraphie générale proposée on se trouve dans les niveaux supérieurs du Pliocène.

La microfaune et le plancton permettent de dater le gisement du Pliocène moyen et supérieur (détermination M. Margerel). En raison de la présence d'une espèce qu'on trouve au même moment en Europe occidentale, le climat paraît encore chaud et humide. De toute façon l'absence de *Hyalina baltica* et de *Globiregina borealis* (Brady) indique l'âge pré-pleistocène de cette série par rapport au Plio-Calabrien de *Céphalonie* (B. Keraudren, 1902).

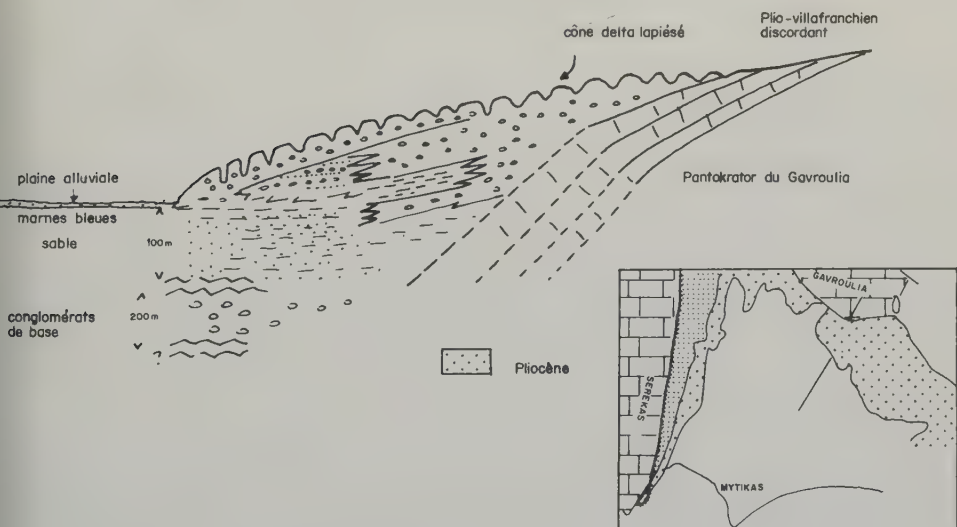
A *Mytikas*, les séries détritiques inférieures ne sont pas visibles comme à *Corfou*. Le Pliocène jaune de type astien est semblable à son voisin de *Zaverdha* et de *Paléros*. Il est finement lité en couches argilo-gréseuses (échantillon A 15). Mais, au sommet de la formation, on passe brutalement à un matériel plus détritique, transgressif même sur le calcaire de *Pantokrator* qui constitue le versant du *Gavrourlia*. Ce matériel conglomératique est semblable à celui du *Psili Panaya* et à celui d'*Angéloukastro* en *Acarmanie* étolienne, au-dessus de la vallée de l'*Achéloos*. Il comporte des lentilles de sable, puis en nombre de plus en plus élevé, des bancs de conglomérats. On peut supposer que le Pliocène détritique s'avance sur le Pliocène littoral. Ces cônes-deltas constituent le Pliocène supérieur ou mieux un Pleistocène continental à notre avis.

Ces affleurements sont corrélatifs d'une rhexistasie brutale mais en même temps les galets ne sont pas altérés. Ils sont parfois éolisés et sont le reflet du spectre lithologique régional. En même temps la présence de Calabrien à l'aspect régressif à *Céphalonie* et son absence à *Mytikas* conduit à penser que le domaine marin est rejeté vers l'Ouest au cours du Pliocène supérieur - Pleistocène inférieur. Ces cônes sont donc contemporains d'une instabilité tectonique. De plus, ces faciès analogues du Sud au Nord de la Grèce occidentale sont semblables en raison d'une crise climatique doublée en certains lieux d'une instabilité tectonique. Par comparaison, les

Coupe du gisement du seuil d'Ambracie



Coupe du pliocène de Mytikas en bordure du Gavroulia.



faciès fins du Pliocène sont dans le détail plus variés et reflètent mieux une situation topographique locale. En outre, leur finesse alors que le faciès est littoral, invite à penser que le Pliocène moyen et supérieur a été une période de biostasie.

Enfin le climat sous lequel se sont mis en place ces conglomérats, est chimiquement peu agressif puisqu'on trouve aussi bien des galets de flysch gréseux que des galets calcaires. Il doit se caractériser par une abondance des abats d'eau qui donne une forte compétence momentanée aux torrents côtiers sillonnant une terre sans végétation dense. Le climat pluvieux semble en effet défavorable à la végétation. Ce paradoxe tient sans doute au fait que les précipitations ne tombent pas au moment le plus utile pour les plantes. Le déficit au sol va ainsi en croissant et entraîne une dénudation de plus en plus grande des versants au point que les galets finissent par supplanter les faciès fins. Dans ces conditions les argiles azoïques en lentilles de plus en plus rares qu'on y trouve sont d'origine pédologique et représentent en partie les sols érodés du Pliocène supérieur. En outre, à la crise climatique s'ajoute une crise tectonique puisque les failles chevauchantes de Zaverdha, de Parga, le diapir de Corfou et celui de Filiatès, les écaillés de Céphalonie recouvrent le Pliocène marin supérieur. Le Pliocène de la Grèce occidentale s'établit donc d'Est en Ouest comme suit.

- le Pliocène inférieur se localise à la frange la plus orientale du domaine côtier.
- le Pliocène supérieur se situe sur le littoral actuel.
- le Calabrien sur les rivages les plus occidentaux des îles ioniennes.

Ce mouvement s'accompagne d'un reflux du Nord vers le Sud puisqu'à Corfou le Pliocène supérieur est inconnu alors qu'il est certifié à Zante par G. Bizon (30). La répartition du Pliocène est donc d'origine tectonique. Elle est liée à une phase tectonique à caractère halocinétique puisque les formations néogènes se logent dans des sillons marginaux de diapir. La mise en place définitive des chevauchements à semelle d'évaporites se place au Pliocène supérieur Quaternaire ancien et font partie d'une évolution d'arc insulaire aux limites en sans cesse déplacement vers l'Ouest.

En Grèce occidentale, les assises grossières qui terminent l'étage, sont déjà pleistocènes et représentent un faciès d'origine continentale.

Si les figures de sédimentation, la granulométrie et les faunes contenues permettent de dresser déjà un tableau paléo-climatique et paléotectonique du Pliocène, il reste à confronter ces données aux argiles que contiennent les assises tendres.

2.2. Les argiles du Pliocène.

La série des argiles pliocènes est constituée de la façon suivante :

- 35-A 7/71 argile sous la série pliocène du seuil d'Ambracie.
- 35-A 32 argile de la série du seuil d'Ambracie.
- 40-A 38 argile de *Mytikas*.
- 36-A 3 argile du Pliocène détritique de Nēa Kamarina (Vonitsa).
- 37-A 11 argile de la carrière Arapis (Actium).
- 38-A 21 argile des sables pliocènes (Actium).
- 41-A 42 argile blanche pliocène de Psili Paraya.
- 42-A 15 argile du Pliocène de Zaverdha.
- 43-A 19 argile blanche du seuil de Vonitsa-Zaverdha.
- 44-A 32/71 argile blanche du seuil de Vonitsa-Zaverdha.
- 45-A 31/71 argile rouge du seuil Vonitsa-Zaverdha.

Ces échantillons ont été étudiés par diffractométrie.

- 1 th Pliocène de Naupacte : argile beige.
- 2 th Pliocène de Nicopolis : argile bleue.

Ces échantillons ont été étudiés par analyse thermique.

TABEAU 5

Cortège phylliteux du Pliocène marin et continental

Résultats

1. Les argiles

Echantillons	K	C	I	M	I/V	I/M	M/C	A	H
35	50%	-	30%		8%			12%	
39	15%	3%	22%	39%	18%	3%			
40	26%	-	22%	16%	18%	18%		tr.	
36	09%	6%	26%	17%	24%	-	18%		

Echantillons	K	C	I	M	I/V	I/M	M/C	A	H
37	12%	20%	32%	tr	24%	12%			
38	15%	-	30%	tr	30%	25%			
41	09%	tr.	28%	16%	21%	26%			
42	7%	2%	27%	22%	08%	34%			
43	tr.	tr.	25%	tr	05%	70%			
44	tr.	-	tr.	100%					
45	-	-	08%	80%				12%	
1 th	+	++	+++		+				
2 th	+	+	+++	+	+				

2. Les constituants annexes

Echantillons

- 35 goethite, gibbsite, sidérite, pyrophyllite
 39 goethite, gibbsite, lépidocrocite, gypse abondant.
 40 quartz abondant
 goethite, gibbsite, sidérite, gypse, pyrophyllite
 36 quartz abondant ; peu de feldspath
 sel de fer en traces et pyrophyllite;
 37 quartz
 gypse et pyrophyllite.
 38 3 fois plus de quartz que de feldspath.
 gypse, pyrophyllite.
 41 7 fois plus de quartz que de feldspath.
 gypse et pyrophyllite.
 42 quartz très abondant.
 Pyrophyllite, goethite, sépiolite, dolomite, diaspore.
 43 goethite en traces
 44 quartz et calcite
 45 quartz. Calcite, sidérite et gypse.

3. Indices divers.

Echantillons	Na	Hk	HI/HC	S/G	F/Q
35					
39	5	2,8	7/1		1/6
40	3,5	4	-	-	1/5
36	5	1	1	-	1/6
37	2,5	0,4	1/0,8	-	1/2,5
38	3	0,6	-	-	1/3
41	2	1	-	-	1/7
42	4,5	1,4	5/0,3	-	2/7
43	3	0,4	2	-	5/12
44					
45					

Le Pliocène marin se présente comme une série à l'aspect détritique, car il a été nourri par l'érosion des séries tendres burdigaliennes et helvétiques.

L'illite est commune à tous les échantillons et en quantité légèrement plus forte dans les échantillons du Pliocène conglomératique. Elle est dans l'ensemble bien cristallisée, même pour les échantillons les plus tardifs, preuve sans doute que la pédogénèse n'a jamais été très élaborée.

Il en est de même de la pyrophyllite qui participe ainsi à plusieurs cycles sédimentaires. Elle existe, en effet, à peu près dans toutes les pélites examinées.

La montmorillonite est le plus souvent absente des séries conglomératiques. Elle est en revanche courante dans le Pliocène laguno-marin. Ce minéral néo-formé est lié à la basicité du bassin-versant.

Le mélange Illite-Vermiculite, les interstratifiés d'illite-montmorillonite sont fréquents et varient en pourcentage du quart à la moitié.

L'altération n'était donc pas très intense comme le montre aussi la présence des feldspaths hérités du flysch. La kaolinite non plus n'est pas très abondante. Tout se passe comme si on assistait à l'épuisement d'un stock ou à une formation ménagée en raison de la mobilité tectonique.

Le milieu apparaît donc instable et en rapport avec le désordre du matériel, sauf pour les séries sédimentaires marines. Ces argiles sont fournies aussi par des sols érodés au cours du Pliocène. Elles évoquent un climat peut être plus frais mais qui demeure sec jusqu'à la fin de la période. Celle-ci a pu s'achever par une période de très faible altération en raison de la remontée de la calcite et du gypse dans ces formations.

Parmi les constituants annexes, il faut remarquer la présence du gypse dans le Pliocène inférieur ; la fréquence irrégulière des hydroxydes d'alumine, présents seulement dans les séries sédimentaires à titre d'héritage sans aucun doute. Les sels de fer disparaissent progressivement eux-aussi.

Ainsi les échantillons qui représentent la sédimentation pliocène, révèlent un appauvrissement des argiles de climat chaud et humide au profit d'argiles de climat plus frais et même sec. On constate une diminution du chimisme au cours du Pliocène et une augmentation des interstratifiés. Ces

derniers sont des formes instables qui s'adaptent aux variations des conditions de milieu saturé ou désaturé (J. Lucas, 113).

A un Pliocène inférieur chaud et sec à la sédimentation détritique succède un Pliocène moyen et supérieur, où les altérations sont ménagées.

Le passage au Pleistocène se traduit par une croissance de la pluviosité et par une baisse des températures, une pointe de sécheresse semble clore cette séquence sédimentaire.

2.3. Les altérites superficielles développées aux dépens du Pliocène.

TABLEAU 6

Les altérites du Pliocène

Résultats.

1. Les argiles

Echantillons	K	C	I	M	A	I/V	I/M	M/C	M/I
49	26%	-	34%	5%			10%		15%
50	02%	04%	44%	tr.					50%
51	07%	17%	21%	03%		30%	22%		
52	-	tr.	27%	-		33%	40%		
53	23%	-	41%	-		18%	18%		
54	tr.	tr.	38%	35%		27%			
55	09%	tr.	15%	24%		28%	24%		
56	50%	-	25%		13%	12%			
57	12%	-	24%	28%		36%			
58	12%	18%	30%	12%	28%				
59	10%	18%	28%	14%	12%	12% et 6% d'halloysite.			

An.th.

Actium 2

++

+

Actium 1

+

+

Ces deux niveaux se superposent dans la coupe. A comparer avec 51.

2. Les constituants annexes

Echantillons.

49	Quartz sans feldspaths, gypse
50	gypse
51	beaucoup de feldspaths
	gypse abondant, sidérite, goethite, dolomite.
52	Pyrophyllite, gypse
53	
54	Pyrophyllite, goethite, sidérite, gypse.
55	Pyrophyllite, gypse, hématite.

- 56 Calcite, sidérite, goethite, lépidocrocite.
 57 Pyrophyllite, gypse.
 58 Pyrophyllite, dolomite, diaspoire. Hématite
 59 Goethite, lépidocrocite, hématite, diaspoire, calcite.

3. Indices divers.

Echantillons	Na	HK	HI/HC	S/G	F/Q
49	2,5	1,8	2		0,5/4
50	4	0,6	3		1/2
51	1	1,1	3/2		6/7
52	3				1/3
53	2	0,8			1/12
54	2,5				1/5
55	6,5	0,8			1/5
56					
57	4	1,2	2/3		1/8
58	5	0,6	1,5/1	1,1/2	1/20
59	4,5	0,6	1,2/0,8	1/5	1/12

Le tableau 6 permet d'observer les faits suivants.

La kaolinite est en pourcentage très variable, mais le plus souvent élevé par héritage.

L'illite et le mélange illite-Jermiculite, sont les éléments cardinaux de ces altérites.

La montmorillonite et les interstratifiés illite/montmorillonite ou montmorillonite/illite sont habituels dans la plupart des échantillons et prouvent la faiblesse de l'hydrolyse.

Ces échantillons ne diffèrent pas de ceux du Pliocène conglomératique. Autrement dit, la roche mère influence directement le spectre phylliteux. La pyrophyllite et le quartz abondant en témoignent aussi.

Cependant il est indéniable que la kaolinite relève en partie d'une pédogénèse quaternaire, car elle est très peu présente dans les faciès pliocènes. La présence de goethite, parfois d'hématite montre que cette pédogénèse a pu se faire sous un climat de type méditerranéen. La sidérite et la calcite prouvent de leur côté que des pointes de sécheresse (gypse) ont pu avoir lieu ultérieurement.

Ces altérites sont aussi très comparables à celles développées sur les séries sédimentaires tertiaires pré-pliocènes. On y observe ce mélange d'éléments qui relève d'un climat chaud et à pluies sporadiques, avec ceux

d'un climat à saisons contrastées.

La comparaison des échantillons montre la filiation entre roche-mère et altérites. Elle montre que les situations topographiques locales diversifiées pourtant n'engendrent pas de grandes différences d'une altérite à l'autre. Ce fait peut vouloir signifier la part importante du colluvionnement à l'échelle du versant. Les nuances que soulignent les interstratifiés, relèvent de l'instabilité du milieu. On peut dire que sur les faciès conglomératiques, la montmorillonite et les interstratifiés sont en pourcentages plus élevés que sur les faciès tendres du Pliocène. Le drainage est donc moins uniforme dans un faciès de granulométrie hétérométrique. Les saturations en cations doivent varier du fait de figures de sédimentation moins régulières que dans une série tendre homogène. Ici la montmorillonite révèle autant sur le dynamisme du milieu que sur l'ambiance climatique. (P. Birot et al. 29).

De ces faits on peut retenir que les paléo-altérites sont le fait d'une pédogenèse le plus souvent rutilante mais que les altérations n'ont pas été très poussées.

La présence de la montmorillonite et de ses interstratifiés est le résultat d'un dynamisme de versant commandé par le faciès. Le colluvionnement entraîne une homogénéisation des altérites en relation avec l'état de la couverture végétale.

Le remaniement actuel lié à une rhexistasie épidermique mélange plusieurs héritages.

L'étude des sédiments pliocènes et des altérites développées à leurs dépens permet d'affirmer que la sédimentation dite Pliocène en Grèce occidentale s'étend jusqu'au Pleistocène.

La stratigraphie n'est cependant pas complète selon les sites en raison d'une mobilité tectonique. Celle-ci animée d'un double mouvement d'Est en Ouest et du Nord vers le Sud souligne l'indépendance de l'Acarnanie par rapport à l'Épire et le rôle du golfe d'Arta comme limite morpho-structurale. Ces mouvements repris dans une tectonique post-calabrienne sont liés à des gauchissements et à des flexures à l'intérieur, et à des failles dans le domaine côtier.

Les figures de sédimentation et les argiles confirment que le

climat pliocène d'abord chaud et sec (Pliocène inférieur) est devenu plus humide (Pliocène moyen et supérieur). Le climat pleistocène très agressif pour les versants s'est poursuivi par une période d'altération ménagée car plus fraîche avant de se terminer par une pointe de sécheresse.

Les altérites révèlent des ambiances climatiques différentes au cours du Quaternaire. Il y a eu une période de kaolinisation et une autre qui favorisa l'apparition de la montmorillonite. Mais ici le dynamisme du versant commande l'hétérogénéité du cortège phylliteux et empêche de distinguer les héritages. Les argiles des calcaires et des séries détritiques quaternaires permettent, semble-t-il, d'apporter plus de précisions.

3. Les argiles du Quaternaire.

Ces argiles appartiennent à des sols piégés dans les formes karstiques des calcaires broyés du Trias, des calcaires de *Pantokrator* et des séries carbonatées post-liasiques. Elles appartiennent aussi aux séries détritiques quaternaires. Ce sont alors des argiles qui se situent sur les nappes indurées bréchiqes, ou qui composent les assises argileuses de cônes caillouteux ou qui se stratifient dans des tabliers d'ébouli.

Le problème est de savoir si les sols rouges qui contiennent les argiles étudiées, sont actuels ou hérités puisqu'au Liban de tels sols sont considérés d'aujourd'hui. Dans ce but, il sera fait un rapide tableau des conditions climatiques présentes. Les résultats obtenus à partir de sols établis sur les calcaires et à partir de formations argileuses de piémont seront exposés. Un commentaire sera fait de ces résultats comparés à d'autres régions méditerranéennes.

3.1. Les conditions bio-climatiques actuelles.

Le milieu bioclimatique de la Grèce occidentale est sans unité. Il s'organise, de la mer au front du Pinde, en auréoles successives et selon un étagement altitudinal.

Les plaines côtières appartiennent à un bioclimat méditerranéen où la période de sécheresse comporte 75 à 100 jours écologiquement secs.

Les montagnes côtières et les îles ioniennes montagneuses font partie du domaine mésoméditerranéen à plus courte période écologiquement sèche (40-75 jours). Les montagnes intérieures sont à classer dans un domaine méditerranéen où la saison sèche se réduit à moins de 40 jours.

Le total des précipitations varie entre 900 mm/an au bord de la mer et 1200/1300 mm/an à l'intérieur.

Les températures moyennes annuelles se modifient selon l'éloignement à la mer de 17°, 4 à 14°. Les minima moyens et les maxima moyens sont les suivants :

- régions côtières 9°5 et 25°4
- régions intérieures 5°1 et 26°5

L'altitude entraîne les variations suivantes : en hiver, à partir de 1 000 mètres, on constate des périodes de gel et de neige jusqu'à la mi-avril, des températures moins élevées et un total de pluie plus important (1 300-1 400 mm/an). En été, à partir de la mi-août, les pluies orageuses de type continental peuvent tomber. On a affaire à des montagnes plus balkaniques qu'helléniques.

Par certains aspects (pluies surtout), on est proche des milieux montagnards libanais. La différence provient de l'existence d'une certaine pluviosité estivale.

3.2. Les phyllites des terres rouges du calcaire.

3.2.1. Les terres rouges du calcaire broyé du Trias

Ces altérites ont été prises dans des poches d'altération et dans des dolines (Cf. Tableau 7).

TABLEAU 7

Les altérites de Trias et de Pantokrator

Altérites du Trias

1. Poches d'altération de Gouvía (diapir de Corfou)
2. Argile rouge dans poljé (~3m) Xéroméros d'Acarnanie
3. Argile de doline Xéroméros d'Acarnanie
4. Argile de doline de diapir (Vonitsa).

Résultats.

1. Les argiles

<u>Echantillons</u>	<u>K</u>	<u>C</u>	<u>I</u>	<u>M</u>	<u>M/C</u>	<u>M/I</u>	<u>A</u>	<u>H</u>
1.	25%	12%		25%	12%		26%	
2.	29%	11%	23%	21%	16%			
3.	22%	4%	28%	8%	35%		3%	
4.	14%	tr.	46%	14%	10%	16%		

2. Constituants annexes

1. Hématite, gibbsite, sédérite, halloysite
Pyrophyllite.
2. Calcite, sidérite.
3. Gypse, sidérite
4. Gypse, dolomie, goethite, lépidocrocite
Pyrophyllite.

3. Indices divers

<u>Echantillons</u>	<u>Na</u>	<u>HK</u>	<u>HI/HC</u>	<u>S/G</u>	<u>F/Q</u>
1.		2			
4.	4	2	7/2		2/3

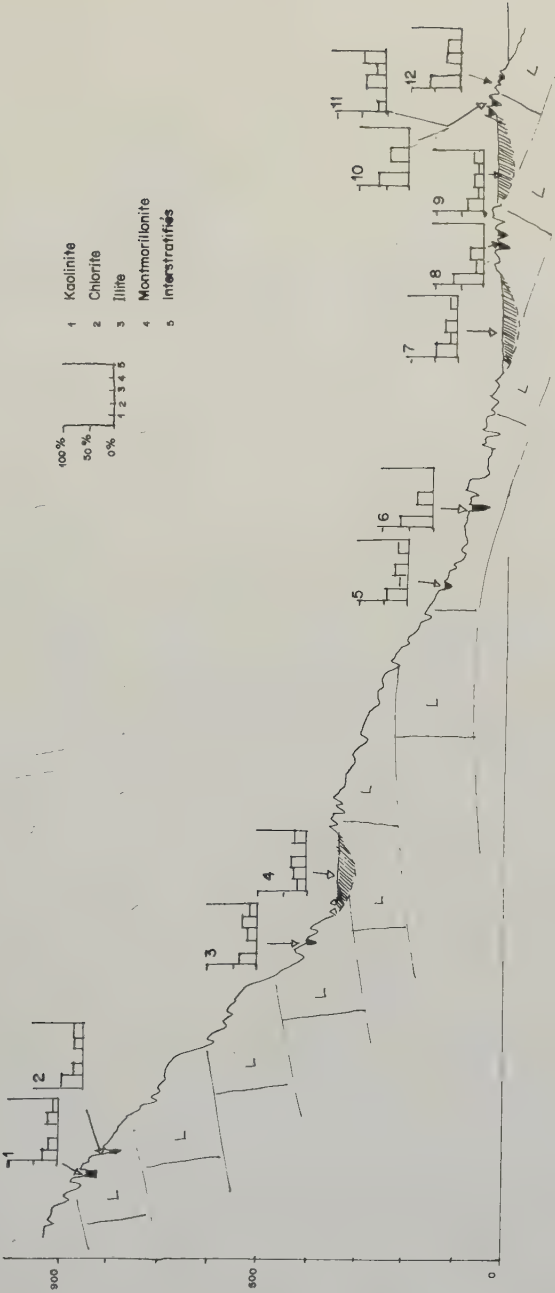
Elles se caractérisent par 20 % de kaolinite, 10 % de chlorite, de 20 à 50 % d'illite, de 10 à 20 % de montmorillonite. Il y a peu d'interstratifiés. Toutes possèdent entre 15 % à 35 % de pyrophyllite et certaines contiennent de l'attapulgitite entre 5 et 30 %. L'importance de la kaolinite fait dire que l'on a affaire à des sols d'altération. Ils ne diffèrent guère des autres sols ci-après.

3.2.2. Les terres rouges du calcaire de Pantokrator :

de roche dure et karstifiée.

Les altérites du calcaire de *Pantokrator* se présentent comme des sols rouges, parfois légèrement brunis, de type méditerranéen (Ph. Duchaufour, 60). Mais leurs profils sont actuellement érodés. Les altérites en outre ne sont jamais continues sur un versant, si bien que l'étude d'une "catena" est difficile à réaliser. Pour ces raisons les altérites présentées ont été choi-

Versant de Pantokrator



sies à différentes altitudes et se rapportent toutes à des sols rutilants et plus précisément à leurs horizons profonds et souterrains (type M. et S. de Lamouroux, ¹⁰⁵) afin que les comparaisons puissent s'établir avec les résultats d'autres régions. Disposées sur une pente qui enveloppe le calcaire de *Pantokrator* et qui va d'une crête (900 m) à la mer, elles ont été choisies dans des lapiés et dans des dolines. On fait ainsi alterner des pentes où le drainage est supposé se réaliser au mieux et des niveaux de base locaux qui provoquent des ralentissements dans l'écoulement comme il est fréquent de l'observer sur de tels versants en *Grèce occidentale*. (Cf. Fig. 34, p. 128).

D'amont en aval les échantillons se disposent ainsi :

- deux échantillons d'altitude (850 m) sur pente forte et situés dans des lapiés encroûtés de calcin.
- deux échantillons de moyenne altitude (300 m) ; l'un de lapiés sur pente moyenne, l'autre dans le poljé voisin (niveau de base fréquent à cette altitude).
- trois échantillons de basse altitude (100-150 m) sur un interfluve surbaissé et lapiésé et un échantillon de basse altitude (50 m) pris dans une doline considérée comme un palier fréquent à cette altitude.
- trois échantillons pris dans des lapiés à proximité de la mer.
- deux échantillons pris dans des ouvalas à faible altitude au-dessus de la mer.

Ainsi est-il réalisé une suite discontinue certes, mais qui s'étage entre 900 m et la mer, qui fait alterner des milieux plus ouverts comme ceux des lapiés et des milieux plus fermés comme ceux des dolines.

TABLEAU 8

Altérites de Pantokrator

1. Les argiles

Echantillons	K	C	I	M	IV	IM	A
1. (850 m)	36%	20%	2%	24%		18%	tr.
2. (850 m)	44%	22%	-	18%		16%	
3. (300 m)	35%	-	20%	25%	20%		tr.
4. (300 m)	20%	25%	26%		20%	09%	tr.
5. (150 m)	43%	15%	20%	tr.	22%		
6. (100 m)	68%	-	32%				
7. (50 m)	45%	15%	25%	tr.	15%		

<u>Echantillons</u>	<u>K</u>	<u>C</u>	<u>I</u>	<u>M</u>	<u>IV</u>	<u>IM</u>	<u>A</u>
8. (10 m)	55%	16%	29%				
9. (10 m)	42%	08%	23%	04%	23%		
10. (10 m)	59%	-	41%				
11. (5 m)	17%	-	25%	20%	19%	19%	
12. (5 m)	54%	-	28%	18%			

2. Constituants annexes

1. Halloysite
Lépidocrocite, hématite, diaspoire, dolomite.
2. Hématite, gibbsite, dolomite, calcite, sidérite.
3. Pyrophyllite.
4. Pyrophyllite, gypse, goethite
5. Gypse, goethite pyrophyllite
6. Goethite, sidérite
7. Goethite, sidérite dolomite
8. Sidérite, pyrophyllite
9. Pyrophyllite, gypse
10. Pyrophyllite, sidérite
11. Pyrophyllite, gypse
12. Sidérite.

3. Indices divers

<u>Echantillons</u>	<u>Na</u>	<u>HK</u>	<u>HI/HC</u>	<u>S/G</u>	<u>F/Q</u>
1.	2	2,4	0,1/1,2		1/2
2.	4	6,4	1,3/5		1/2
3.	3	1,8	1/1,5		1/6
4.	2	1,8	2		1/4
5.	3	0,8	1		1/4
6.	2	1,8	1/0,6		1/5
7.	4	2	7/3		1/2
8.	3	6	7		1/8
9.	4	2	7/2		2/3
10.	2	0,4	1/0,8		1/2
11.	3	2	1/2		2/3
12.	1	1,1	3/2		6/7

Ces sols qui se rapportent à une pédogénèse fersiallitique de karst (M. LAMOUROUX, 1966) ont pour principales caractéristiques de dépendre assez étroitement de la roche mère calcaire.

En effet, le calcaire de Pantokrator contient les principales argiles cardinales (Kaolinite, illite, chlorite et montmorillonite). Dans ces conditions, l'évolution pédogénique actuelle se caractériserait par l'apparition des interstratifiés. Toutefois, comme l'on montré les sols rutilants développés sur le flysch et les sédiments pliocènes, une partie de la kaolinite peut être issue d'un héritage pédogénique quaternaire sans exclure celui dû à des pédogénèses antérieures.

3.2.3. Les terres rouges des calcaires post-liasiques : de roche fissurée et karstifiée.

Sur ces calcaires se développent deux types de sols. Les uns sont rouges et souvent tronqués ; les autres sont bruns et le plus souvent complets. Toutefois pour mener une comparaison la plus exacte possible, seuls leurs horizons profonds sont retenus. Comme pour le calcaire de Pantokrator et pour les mêmes raisons, les "catena" sont difficiles à réaliser. Les sols ont été choisis le long d'un versant qui se développe de 1 200 m à la mer et qui enveloppe la série post-liasique complète où alternent lapiés et dolines (Fig. 35, p. 132).

La roche-mère se montre toutefois moins homogène que pour le calcaire de Pantokrator. C'est ainsi que le Jurassique moyen se présente sous le faciès de Schistes à Posidonies. Le Vigla est constitué de calcaires en plaquettes entrecoupés de récurrences schisteuses. Enfin les calcaires sénonien et éocène couronnent la série et sont difficiles à dissocier sur le terrain tant ils se ressemblent par leur texture et leur fissuration intense. Les échantillons ont été groupés en familles selon cette double origine et ont été échelonnés en altitude.

- 3 échantillons représentent les sols des schistes.
- 10 échantillons représentent les sols calcaires : 5 se situent dans les lapiés de 1 200 m à la mer ; 5 se localisent dans les dolines qui s'étagent sur la pente.

TABLEAU 9

Altérites des calcaires post-liasiques1. Les argiles

Echantillons	K	C	I	M	IV	IM	MC	A	V
1. (1200 m)	17%		25%	20%	25%	13%			
2. (700 m)	26%	03%		14%				57%	
3. (600 m)	34%		28%		15%	23%			
4. (500 m)	78%		22%						
5. (350 m)	22%		30%		24%	24%		tr.	
6. (200 m)	15%	10%	40%		10%	25%			
7. (150 m)	25%		46%		14%	15%			
8. (100 m)	21%	28%	42%					9%	
9. (100 m)	30%	08%	25%	08%	16%				13%
10. (50 m)	12%	11%	22%		28%	27%			
11. (50 m)	30%	10%	23%	10%	09%	18%		tr.	
12. (25 m)	25%	15%	35%		25%				
13. (5 m)	19%		22%	12%	24%		23%		

2. Constituants annexesEchantillons

1. Gypse, pyrophyllite
2. gibbsite, hématite, calcite, sidérite, lépidocrocite
3. gypse, pyrophyllite
4. sidérite
5. gypse, pyrophyllite
- 6.
- 7.
8. Sidérite
9. hématite, calcite, diaspore
10. gypse, pyrophyllite
11. hématite, gibbsite, lépidocrocite, diaspore, calcite, dolomie
- 12.
13. goethite, gypse, pyrophyllite.

3. Indices

Echantillons	Na	HK	HI/HC	F/Q
1.	2	1,2		1/8
2.	3			1/3
3.	4	1,8		
4.	3	6,4		
5.	3	0,6		1/3
6.	5	1,2	4/1	
7.	2	1,2		1/8

Versant dans les calcaires post-liasiques



<u>Echantillons</u>	<u>Na</u>	<u>HK</u>	<u>HI/HC</u>	<u>F/Q</u>
8.	4	4,4		1/6
9.	5	4,8	3/1	1/12
10.	2			1/8
11.	6	5,8	1/2	1/2
12.				
13.				

Ainsi le cortège phylliteux du type *Pantokrator* se retrouve avec les argiles Kaolinite et Illite comme phyllites cardinales et les argiles Chlorite et Montmorillonite comme éléments épisodiques. Il existe cependant quelques différences comme le souligne le tableau suivant dans lequel sont comparés les pourcentages moyens de chacune des phyllites et des interstratifiés pour l'une et l'autre série.

TABLEAU 10

<u>Argiles</u>	<u>Pantokrator</u>	<u>Calcaires post-liasiques</u>
Kaolinite	42 %	27 %
Illite	28 %	29 %
Chlorite	17 %	10/12 %
Montmorillonite	21 %	13 %
(I-V)	14 %	20 %
(I-M)	21 %	13 %

Les calcaires en plaquettes et les schistes livrent, en effet, en moindres pourcentages, la kaolinite, l'illite et la montmorillonite. L'Ammonitico Rosso est composé jusqu'à 80 % d'attapulгите qui se révèle ainsi héritée dans la plupart des cas.

Dans l'ensemble ces sols sont parents ; mais par leur plus faible quantité moyenne de kaolinite et de montmorillonite, les sols des calcaires post-liasiques sont plus proches des sols actuels de moyenne montagne méditerranéenne du Liban que ne sont les altérites du Lias. Ceci peut être dû à une configuration différente de la fissuration. Le drainage est sans doute plus efficace dans les calcaires en plaquettes affectés d'une fissuration très poussée et très hiérarchisée.

3.3. Les cortèges phylliteux des argiles de piémont.

3.3.1. Les argiles des nappes anciennes indurées.

Ces argiles montrent un très fort pourcentage en kaolinite (entre 45 et 55 %) ; le reste est constitué d'illite et de chlorite.

3.3.2. Les argiles des cônes lithochromes et des cônes d'éboulis récents.

TABLEAU 11

<u>Altérites du piémont</u>								
I. Altérites des cônes quaternaires lithochromes.								
II. Altérites interstratifiées dans des cônes caillouteux quaternaires.								
<u>Argiles</u>								
<u>Echantillons</u>	<u>K</u>	<u>C</u>	<u>I</u>	<u>M</u>	<u>Iv</u>	<u>IM</u>	<u>MC</u>	<u>A</u>
<u>1^o Série</u>								
1.	05%	10%	15%	03%	08%	59%		
2.	40%		40%		20%			
3.	18%	18%	26%	02%	21%	15%		
4.	23%	09%	39%				29%	
5.	06%	27%	30%					37%
6.	47%	34%	19%					
7.	11%	19%	20%	25%				25%
8.	40%	20%		40%				
9.	31%	13%	26%	8%				22%
10.	25%		57%	15%				03%
11.	30%	50%	08%	12%				

Echantillons	K	C	I	M	IV	IM	MC	A
<u>2° Série</u>								
12.	35%	23%	14%				28%	
13.	08%		55%	12%				25%
14.	33%	15%	40%	12%				tr.
15.	40%	14%	25%	21%				tr.
16.	17%	11%	17%	26%	13%		16%	
17.	15%	10%	30%	20%	10%	15%		
18.	16%		32%	30%	22%			
19.	29%	21%	14%	21%				15%
20.	08%	03%	60%	25%	04%			
21.	25%		50%	15%		10%		
22.	06%		12%			82%		
23.	12%		12%	60%	16%			
24.	06%		33%		16%	45%		

Les argiles reflètent assez fidèlement dans leur composition les altérites des calcaires. 24 échantillons ont été retenus dont on peut établir les caractéristiques générales suivantes.

- Tous contiennent de la kaolinite mais en pourcentage variable au point que l'on peut distinguer deux familles :

- l'une renferme plus de 30 % de kaolinite.

- l'autre recèle moins de 30 %.

La première se situe toujours à la base des cônes caillouteux ; la deuxième caractérise les lentilles argileuses interstratifiées à l'intérieur des cônes d'éboulis. Ces différences ne semblent pas provenir du substrat.

- Ils contiennent tous de l'illite. Les pourcentages varient de 10 % à 60 % sans qu'il soit possible de distinguer de regroupements. Il semble toutefois que les niveaux lithochromes interstratifiés contiennent des pourcentages plus élevés.

- La chlorite est présente dans la moitié des échantillons (entre 50 % et 10 % ; l'autre moitié contient l'espèce épisodique (I-V) (entre 22 % et 5 %). On remarque que la fréquence de cet interstratifié est moindre dans ces altérites que dans celles des calcaires. Parmi les autres interstratifiés, on retrouve (I-M) pour des valeurs comprises entre 10 % et 80 % ou bien (M-C) pour des valeurs comprises entre 15 % et 30 %.

Au vu de ces résultats, les altérites colluvionnées sont donc peu différentes des altérites in situ des calcaires et elles trahissent, par

leur type semblable, les effets d'un transport le long des pentes. Cependant il existe une très nette différence quand on examine le pourcentage de la montmorillonite qui peut s'élever entre 10 et 60 %. Cette argile est plus abondante que dans les terres rouges des calcaires. Elle l'est aussi plus dans les lentilles lithochromes des cônes que dans l'assise argileuse inférieure. Comme cette dernière est mise en place avant les cônes d'éboulis, tout se passe comme si on observait un enrichissement ultérieur. Pour ces passées lithochromes, il y a néoformation d'une argile d'un milieu plus confiné et alcalin. Le micro-climat a pu être aussi très sec puisque certaines contiennent de l'attapulgitite.

On peut affirmer qu'il y a eu une période de kaolinisation quaternaire puisqu'on retrouve ces argiles dans les nappes indurées qui recouvrent le Pleistocène ancien. Les cônes argilo-caillouteux sont postérieurs puisqu'ils ne sont différents ni par la granulométrie, ni par les argiles qu'ils contiennent. Ceci est un apport précieux, car les emboîtements sont rares en *Grèce Occidentale*. Quant aux cônes récents, par la montmorillonite qu'ils contiennent, ils révèlent l'importance de climats secs au cours du Quaternaire supérieur.

Au niveau des piémonts on remarque que les terres rouges sont un complexe où à la limite on pourrait attribuer, comme le suggèrent les terres rouges développées sur les séries néogènes :

- au climat chaud et humide du Quaternaire moyen, une partie de la kaolinite ;
- au climat chaud et plus sec du Quaternaire récent, la néoformation de la montmorillonite ;
- au climat actuel, l'apparition des interstratifiés.

En revanche, la situation au Néogène a été différente. La stratigraphie du Pliocène montre que le climat de cette période n'a jamais été très favorable à la formation des terres rouges. S'il l'avait été, l'instabilité tectonique constatée du fait de la dissociation du Pliocène inférieur et du Pliocène supérieur absent à l'Est de la *Grèce occidentale*, aurait gêné leur élaboration. Ces faits tendent à montrer que seuls sur les piémonts aux formations bien individualisées, les terres rouges peuvent constituer de bons repères chronostratigraphiques.

CHAPITRE 9

LES SOLS ROUGES DE GRECE OCCIDENTALE. SIGNIFICATION MORPHO-CLIMATIQUE ET STRATIGRAPHIQUE. ESSAI D'INTERPRETATION

En Grèce Occidentale, la comparaison des évolutions permet de montrer la particularité de ces sols par rapport à celle d'autres sols méditerranéens. Elle conduit à dresser un bilan morpho-climatique. Elle aboutit à décrire le dynamisme des versants à la suite d'une critique des résultats et des interprétations qu'elle suggère. Enfin en "prolongeant" ces formations continentales par les carottes recueillies en mer par H. Chamley (50), au même moment, on peut espérer vérifier la réalité des propositions avancées. Le bilan est établi sur trois plans : d'abord la signification morpho-climatique, ensuite la signification stratigraphique, enfin la signification chronologique.

1. Signification morpho-climatique.

Ces sols se révèlent différents par rapport à des sols méditerranéens de moyenne montagne pour des raisons morpho-climatiques.

1.1. Particularité des sols. Bilan hydrique.

Leur particularité tient à la diversité du cortège phylliteux, ce fait est vrai aussi pour les sols du Péloponèse (J.J. Dufaure, 63-) et de Macédoine (L. Faugères, 76), et à la coexistence d'argiles antinomiques au sein d'un même profil.

La notion de "catena" progressive d'amont en aval (H. Paquet, 134) ne s'y trouve pas réalisée. L'évolution y est moins verticale par pédogénèse que latérale par colluvionnement et lessivage oblique (A. Ruellan, 145). Le dynamisme du versant est donc capital, car il perturbe l'évolution et la règle en imposant un type de lapiés ou de doline, différent selon la texture et la structure du calcaire et des argiles.

Pour les trois argiles les plus courantes de ces sols helléniques et dont les quantités sont les plus importantes en pourcentage moyen, on peut admettre que :

- la kaolinite étant donné les conditions actuelles, est héritée d'une pédogénèse ancienne pour les mieux cristallisées, d'une pédogénèse plus récente pour les plus désorganisées.
- l'illite est un héritage de la roche-mère.
- la chlorite est actuellement héritée de la roche-mère. Sa conservation est liée à une hydrolyse d'intensité inférieure à celle d'un climat tempéré (H. Paquet, 134). Elle rend compte aussi bien en montagne qu'en plaine, d'un micro-climat plus sec que le total pluviométrique connu du climat actuel ne le fait penser.

Pour la montmorillonite, on peut estimer sa néo-formation plus importante dans les zones de bas de versant que sur les versants eux-mêmes.

Quant aux interstratifiés, ils peuvent représenter les résultats de la pédogénèse actuelle.

TABLEAU 12

<u>Analyse thermique</u>					
<u>Altérites des calcaires liasiques et post-liasiques</u>					
<u>Echantillons</u>	<u>K</u>	<u>C</u>	<u>I</u>	<u>M</u>	<u>Interstratifiés</u>
N°3	++		+++		+
N°3 bis	+++		+	+	
N°3 ter	+		+	+	
N°3 quatre	++		++		
N°4	++		+++		+
N°7	++		+++		
N°8	+++		+	+	
N°9	+++		++	+	
N°23	+++		+++	+	+
N°24	-		++	+	+
N°25	-		+++	+	
N°33	-		++	+	

Les N° 24-25-33 sont des sols actuels. On y remarque l'absence de kaolinite, l'abondance de l'illite livrée par la roche-mère. Les autres échantillons se rapportent à des terres rouges riches en kaolinite.

L'analyse thermique d'une série de sols actuels montre l'absence de kaolinite, une présence abondante d'illite, la présence faible de la montmorillonite et une présence moyenne à faible d'interstratifiés.

En définitive, les argiles des sols se montrent plus héritées que néoformées. La pédogénèse méditerranéenne qui, par comparaison avec d'autres sols et d'autres régions, devrait se traduire par une vermiculisation des interstratifiés issus de l'illite et de la chlorite, n'y est que rarement réalisée.

L'hydrolyse actuelle est très discrète, plus discrète qu'en milieu tempéré. Celle-ci indique le sens du bilan hydrique de ces sols que traduit la sécheresse certaine de ces moyennes montagnes méditerranéennes. En une phrase on peut dire que si les montagnes de *Pantokrator* portent encore la marque d'un ancien climat subtropical, les causses de calcaires post-liasiques sont plus proches du milieu méditerranéen. Quant aux piémonts, leur évolution en contexte climatique méditerranéen est lente en raison du confinement.

1.2. Bilan pédogénique

Le bilan pédogénique peut s'établir ainsi pour le Quaternaire : une période bio-altérante donne des sols homogènes et profondément enracinés dans le calcaire. Ensuite, puisqu'on retrouve les racines de ces sols, on peut estimer que le dynamisme du versant conduit jusqu'à un certain point, à leur conservation mais aussi à leur lente dégradation.

Il faut donc admettre que, depuis, le phénomène de rhexistasie générale ou épidermique a toujours été puissant. Assez puissant sans doute pour gêner l'implantation sur les montagnes d'un couvert végétal dense, capable seul d'une action pédogénique marquante. Cette instabilité peut s'expliquer par des variations rapides du climat au cours du Würm en particulier, par une instabilité concomitante et par la disposition topographique qui forme barrière au retour de la végétation, lors des interstades favorables. La preuve en est donnée par le diagramme des pollens établi entre le Würm II et l'Actuel à partir d'un échantillonnage effectué dans la cuvette de Jannina, lieu privilégié pour la végétation (diagramme établi par S. Bottema in E.S. Higgs et al. 97). Le diagramme montre qu'à partir de l'interstade Würm II/III les herbes représentent 75 % des restes biologiques trouvés.

Le bilan pédogénique montre que l'on a affaire à des sols fersialitiques dont les caractéristiques se rapprochent de celles définies par M. Lamouroux (106) au Liban à savoir : kaolinite pour fond phylliteux avec un stock d'argiles smectites et surtout illitique. L'hydrolyse est alors modérée sans induration ferrugineuse et à forte coloration rouge. Mais d'après l'évolution du versant, il semble que l'on ait, en outre, affaire à des sols régénérés selon la terminologie proposée par A. Ruellan (145) et à des sols à caractères reliques. Quant aux sols de piémont, ils sont de la catégorie des sols enterrés, recouverts par des apports allochtones et de celles des sols remaniés par déplacement latéral.

Ayant ainsi établi le bilan hydrique à partir de la particularité des sols et leur bilan pédogénique, on peut essayer de définir le dynamisme du versant en Grèce occidentale.

1.3. Le dynamisme du versant de Grèce occidentale

Il semble qu'on puisse tenir pour assurés les faits suivants, étant donné le milieu lithologique et bio-climatique de la Grèce occidentale lorsqu'on le compare à des milieux voisins au Liban (M. Lamouroux, 106) et au Maroc (A. Ruellan, 145).

Les héritages sont à l'origine d'une grande partie de ces sols rutilants. C'est le cas pour la kaolinite puisque le bilan hydrique actuel et l'état bio-climatique des sols sont insuffisants pour y favoriser une néoformation de ce type. On est assuré de l'existence passée d'un climat chaud et humide au moins de type méditerranéen humide "type chinois" au cours du Quaternaire moyen. Il en est de même pour l'illite et la chlorite, argiles ubiquistes climatiquement résistantes et persistantes dans le contexte morpho-climatique régional. Cependant, actuellement, étant donné les interstratifiés contenus dans ces sols, on peut admettre une évolution des illites et de la chlorite en milieu bien drainé et lessivé pour un total de précipitation compris entre 600 et 1 000 mm/an. Il y aurait donc une transformation de certaines argiles héritées. La montmorillonite peut avoir une origine résiduelle et être par exemple contemporaine de la kaolinite si le milieu enfoui était confiné avec des solutions suffisamment concentrées (P. Birot et al. 25). Mais et ce sont les argiles du piémont mises en place au cours du Quaternaire récent qui le montrent, il y a pu et il peut y avoir une néoformation de ce type d'argile pour des précipitations comprises entre 600 et 1000 mm/an. C'est

le cas pour les plaines côtières. L'attapulgitite par contre est héritée. Si les héritages restent à l'origine du stock argileux, il n'en demeure pas moins vrai qu'une partie des minéraux argileux sont sensibles aux variations climatiques du Quaternaire récent.

Le versant a ainsi supporté parfois des climats chauds et humides qui favorisèrent une couverture forestière et par conséquent le karst souterrain ou endogé ; parfois, des climats secs et chauds qui entraînèrent une ablation des sols ; parfois des climats froids qui provoquèrent une érosion plus intense et qui avantagèrent le karst superficiel.

De la nature lithologique du versant découle un certain nombre de formes singulières, parfois, qui ne peuvent se développer que dans un contexte climatique ou morphogénique précis. Celui-ci commande ainsi l'ordre d'apparition de certains phénomènes. On peut illustrer ce cas à l'aide de l'évolution d'un lapiés bio-pédogénique et des argiles qu'il contient.

Le lapiés bio-pédogénique ne peut se développer que sous un couvert végétal caractéristique, le plus souvent de type forestier. Ce dernier commande l'intensité, la fréquence et la durée du drainage. En revanche, les lapiés vrais et structuraux ne se forment que sur des roches dénudées ou mal protégées, sous un régime de rhexistasie ou de bio-rhexistasie épidermique. Dans le premier cas, le lapiés bio-pédogénique, lapiés couvert qui se développe dans le milieu confiné du sol, se caractérise par l'émoussé de ces arêtes, le brunissage de ses faces, c'est à dire par le poli de son grain, et par un contact direct des argiles sur la roche. Le lapiés de rhexistasie se distingue par la rugosité de ses parois, par l'aiguillage de ses angles, par les concrétions de ses cloisons. Un calcin s'intercale entre la paroi et l'argile ou même diffuse à l'intérieur de celle-ci par les fentes de rétraction. La présence de ce calcin est liée à la dénudation du calcaire, à son attaque météorique directe, à une infiltration plus aisée de l'eau qui n'est plus percolée par le filtre dense du couvert forestier. Or un sol qui contient de la kaolinite et de la gibbsite, ne peut être ainsi imprégné en période de biosistasie trop agressive pour le calcaire. Il ne peut l'être que lors d'une période au système morphogénique autre, responsable de la transformation des lapiés. La séquence climatique que le calcin concrétise, ne peut être alors qu'ultérieure. De telles situations sont fréquentes dans les lapiés développés sur les calcaires massifs.

L'exemple de l'argile de *Amphilokia* piégée dans une cavité karsti-

que endogée est très significative.

L'analyse sédimentologique du matériel argileux et de son contenu conduit à déduire que la formation du lapiés dépend de deux phases climatiques aux caractéristiques différentes. Le complexe phylliteux est composé de : 19 % de kaolinite, 2 % de chlorite, 22 % d'illite, 10 % de montmorillonite. La kaolinite est abondante et l'illite bien cristallisée. La fraction résiduelle F/Q est très faible. L'argile s'est formée sous un couvert végétal dense et sa courbe densimétrique peut être choisie en effet comme celle de l'argile la mieux triée. Cette argile est résiduelle. Or elle est rétractée, n'occupe pas toute la cavité et elle décolle d'une paroi enduite d'un calcin assez épais. Elle contient aussi des nodules de calcaire. Elle a donc été enrichie en carbonate et a subi de ce fait un autre système morphogénique.

Le karst a donc subi deux épisodes morpho-climatiques. La cavité héritée d'une période de biostasie a poursuivi son développement sous un système où le ruissellement semble avoir eu plus d'importance que lors de la phase précédente, favorable à la percolation. Ce changement n'a pu s'opérer que par destruction de la couverture végétale. Ainsi la densimétrie et les argiles d'un sol servent à préciser l'ordre d'apparition des composants d'une forme. Selon que celle-ci caractérise ou non un versant, on aboutit à distinguer les phases morphoclimatiques responsables du profil. Ces indices discriminatoires comme le montre l'étude des grands versants et du karst, n'ont pas cependant la même influence sur l'organisation du modelé. Certains renforcent l'évolution, certains la transforment. L'analyse morphologique précise la valeur de ces éléments que l'on peut appeler les figures formatives. Elles permettent de distinguer le modelage du modelé.

Au terme de ce paragraphe, on peut dresser un peu mieux qu'hypothétiquement la succession des climats depuis l'orogénèse :

- pendant l'Helvétien, il y a eu un climat chaud et humide. Il s'est transformé en climat sec et aride au Pontien. (cf. Chap. 8, p. 116-117).
- pendant le Pliocène, cette tendance a perduré. Ce n'est qu'au cours de cette période que le climat est devenu plus humide. (cf. Chap. 8, p. 122-123)
- Au Villafranchien (Pleistocène inférieur), le climat est devenu plus frais; après l'érosion des sols pliocènes se sont accumulés des cônes conglomératiques peut étendus. Les versants calcaires ont été atténués mais le drainage est resté défectueux. L'épisode se termine par une pointe de sécheresse.
- au Pleistocène moyen, on constate les nouveaux effets d'une crise climatique

qu'accompagne une crise tectonique. C'est le moment de la création des parois calcaires et des grands talus indurés. Ces derniers sont altérés au cours d'une phase chaude et humide. (cf. Chap. 8, p. 134)

- au Pleistocène supérieur, le ruissellement provoque la disparition des sols et le froid la destruction de la végétation et la fragmentation du calcaire. Au cours de la période suivante, il s'est élaboré une nouvelle pédogénèse dont les argiles témoins peuvent être l'illite et la montmorillonite. Les conditions de drainage redevenant mauvaises, le gypse s'est déposé au cours de cet épisode sec qui s'humidifiait progressivement en raison d'un retour du froid. (cf. Chap. 8, p. 136).

- la pédogénèse actuelle est caractérisée par des sols squelettiques.

Les altérations pédogéniques sont donc importantes au cours du Pleistocène moyen. A partir de ce fait, on peut établir une stratigraphie des formations superficielles quaternaires.

2: Signification stratigraphique.

Selon la roche mère sur laquelle le sol rutilant repose, on peut fixer en effet l'amont chronologique de l'évènement pédologique responsable des argiles échantillonnées.

Les calcaires et les séries pré-orogéniques ou post-orogéniques du Tertiaire sont les moins significatifs. En revanche les séries détritiques quaternaires qui ravinent les formations précédentes, jouent un rôle capital pour fixer les étapes de la formation des terra rossa.

2.1. Essai de stratigraphie des formations quaternaires.

L'abondance de la kaolonite est un indice pour classer les formations superficielles. Plus les argiles sont en place, plus la kaolinite est abondante. Ainsi a-t-on remarqué que dans les cônes argilo-caillouteux, plus on est proche des racines du cône, c'est à dire plus on est proche des versants où la kaolinite est piégée, plus elle est abondante. Il en est de même pour les lapias, plus ils sont profonds, plus cette argile abonde. Or la profondeur des lapiés est fonction de la dissolution et de la densité du couvert végétal. Actuellement les restes de forêts se localisent sur le *Pantokrator* ou le Sénonien massif ; le calcaire de Vigla ou celui de l'Eocène sont les

lieux privilégiés de la *phrygana*. Nous avons vu que l'on pouvait distinguer deux familles d'argile selon l'abondance de leur kaolinite. Or les kaolinites abondantes se situent dans les lapiés profonds, d'aspect bio-pédogénique qui contiennent plus de 35 % de kaolinite. Il faut donc considérer cette forme et ce sol comme des éléments corrélatifs d'un climat chaud et humide, à hydrolyse certaine. Ce sont des reliques d'un interglaciaire que l'on retrouve dans les lapias du *Pantokrator*, du Sénonien et sur les nappes indurées. A partir de ces faits il semble que l'on puisse établir une stratigraphie des différentes formations quaternaires trouvées en Grèce occidentale à savoir les nappes indurées, les cônes argilo-caillouteux et les cônes d'éboulis récents.

2.1.1. Les nappes indurées.

Les brèches sont corrélatives d'un climat froid et humide. Elles ravinent le Pliocène tendre de *Zaverdha* et le Pliocène supérieur de *Mytikas*. A *Céphalonie*, elles se développent au front d'écaillles dont la mise en place est post-calabrienne (J. Mercier et al.¹²³). Les nappes sont donc postérieures au Calabrien. Mais elles sont antérieures aux argiles rouges qui remplissent les figures du karst. Or le rapport Silice-alumine varie de 2,5 à 2,8 c'est à dire qu'il est proche des valeurs trouvées par P. Gabert pour le ferretto de la plaine du Pô (P. Gabert, 79). Les pourcentages de silice (46,30) et d'alumine (22,50) sont comparables aux sols ferrallitiques abruzzais datés de l'inter-Mindel-Riss par J. Demangeot (55) et proches des sols de l'Apennin central datés de la même période par J. Raffy (140). Les brèches indurées sont donc antérieures et au moins Mindel. A *Céphalonie*, la base d'un des cônes s'interstratifie en outre avec les restes d'une plage ancienne qui marque la transgression milazzienne. (J. Mercier et al.¹²³).

Ainsi ces nappes indurées se sont construites au cours du Pléistocène moyen entre le Calabrien et le Mindel, pour prendre des limites larges. Quant aux argiles, elles sont de l'interglaciaire Mindel-Riss ainsi que les figures bio-pédogéniques du Karst.

2.1.2. Les nappes argilo-caillouteuses.

Ces nappes sont des séries de rhexistasie. L'étude de leur granu-

lométrie et de leur composition argileuse a montré qu'elles ne sont pas différentes des argiles interglaciaires. L'exclusivité des silex comme fraction grossière, la présence de la kaolinite font des assises argileuses de base, des sols colluvionnés formés au cours de l'interglaciaire Mindel-Riss.

Il faut donc admettre qu'elles représentent le glaciaire Riss. Les lapiés hérités de la phase de dissolution précédente sont détruits au cours du Riss et constituent les nappes caillouteuses sommitales de ces cônes.

2.1.3. Les cônes éboulis récents.

Il est évident que ces derniers sont post-rissiens. Ils révèlent une dernière période froide récente et se rapportent au Würm.

Etant donné les assises argileuses que certains de ces cônes renferment, on est dans l'obligation de comparer la composition de ces phylites avec celle déterminée par H. Chamley.

2.2. Le Quaternaire récent de Grèce occidentale.

Nous venons de voir que, pour le Quaternaire moyen, les montagnes de Grèce occidentale, au moins pour le chimisme de leurs sols, ont eu une évolution proche des massifs italiens. Il est intéressant de savoir si, au cours du Würm, elles restent solidaires de cette rive nord de la Méditerranée. Autrement dit, si le Würm est aussi nuancé que celui du domaine occidental ou s'il est plus voisin du domaine oriental. Selon la réponse, on peut établir ainsi la ligne de démarcation entre les deux domaines. Pour cela nous comparerons les résultats obtenus aux conclusions de H. Chamley et à un diagramme des pollens dressé en Epire.

2.2.1. Comparaison avec les carottes marines de Méditerranée occidentale et orientale.

Cette confrontation ne peut être faite que pour le Quaternaire récent. Les carottes étudiées par Chamley concernent la période Wurm II à l'Actuel (- 60 000 à 0 B.P.).

Si on résume les résultats acquis par H. Chamley pour la Méditerranée nord-occidentale, les comparant à ceux obtenus par les préhistoriens

Escalon de Fonton (1967, 72) et de Lumley (115) on a les succession suivantes :

- Inter Wurm I-II (Néotyrhénien) : climat chaud et humide.
- Wurm II : oscillation dégressive froide et humide, coupée d'un interstade chaud et sec (W II a-b).
- Wurm II-III (Laufen) : épisode chaud et humide, assez homogène et long.
- Wurm III : climat très froid et sec, coupé de brefs réchauffements.
- Wurm III-IV : interstadiaire fugace tempéré sec.
- Wurm IV très froid et sec au début, puis frais et enfin brièvement froid.
- Post-glaciaire : alternance rapprochée de période fraîche et tempérée humide.

En Méditerranée orientale, les résultats sont les suivants :

- Wurm II : climat tempéré fluctuant, allant du froid au tempéré chaud.
- Inter Wurm II-III (Laufen) : climat de dominante chaude.
- Wurm III et IV : climat frais, rarement froid.

Le Wurm b-c- appelé "Salpêtrière" marque un adoucissement certain (25 000 ans B.P.)

- Post-glaciaire : climat tempéré fluctuant.

Pour conclure, les climats chauds relevés en Méditerranée orientale sont à la fois plus marqués et plus longs qu'en Méditerranée occidentale. L'inverse s'observe pour les climats froids.

Si on compare les associations phylliteuses du domaine marin et du domaine continental on se rend compte que les minéraux gonflants dominent en mer. A terre, c'est l'illite qui l'emporte. Ce phénomène caractérise les périodes froides. Pour les interglaciaires il n'y a pas de règles. Les positions s'inverse selon la qualité de l'interstade selon qu'il a été chaud et humide ou tempéré sec. Il apparaît que le phénomène d'héritage est très net; que la cristallinité est améliorée en milieu marin ; qu'un tri granulométrique intervient et modifie les faciès d'héritage.

Cette confrontation confirme notre analyse morphoclimatique et permet d'affirmer que le domaine de la Grèce occidentale a gardé un caractère généralement sec avec rhexistasie épidermique généralisée à l'exception de rares phases humides à l'influence limitée.

Par rapport à la Méditerranée occidentale, la *Grèce occidentale* par ses dépôts ne permet pas d'établir une chronologie aussi fine ; par rapport à la Méditerranée orientale, les épisodes chauds sont moins marqués.

Il apparaît que la *Grèce occidentale* a été assez sèche en définitive au cours du Pleistocène récent (Wurm). Le diagramme palynologique de la cuvette de Jannina confirme ces conclusions.

2.2.2. Comparaison avec les analyses palynologiques.

Ce diagramme a été dressé par S. Bottema (35). Les résultats sont les suivants :

On peut sur le diagramme qui établit le pourcentage entre pollens d'arbres et d'herbes, distinguer quatre périodes qui s'étendent de la fin du Wurm II à l'Actuel :

- une période I à herbes dominantes (armoise *Artemisia*).
 - une période II à pollens d'arbres dominants.
- Cette période se subdivise en sous-périodes :
- sous période II a, caractérisée par des pollens de chênes.
 - sous période II b, caractérisée par des pollens de *Pinus*, *Abies*, *Carpinus*, *betulus* et *Fagus* (Pins, Sapins, Charme-bouleau et Hêtre).
 - sous-période II c, caractérisée par une diminution nette des pollens d'arbres.
 - une période III à herbes dominantes.
 - une période IV à pollens d'arbres dominants.

La période I correspond au Wurm II. *Artemisia* suggère un climat sec et froid.

La période II marque une nette élévation de la température et des précipitations. Une datation par C14 effectuée au niveau de la sous période II b donne un âge $40\,000 \pm 1\,000$ B.P. Ce niveau représente donc l'interstade Wurm II-III c'est à dire le Laufen. La forêt au cours de la période suivante (sous période IIc) se dégrade en forêt de steppe.

La période III est caractérisée par une végétation de steppe à climat froid et sec. La zone III couvre les périodes Wurm III et IV. La présence épisodique de Hêtres semble indiquer des réchauffements très brefs. En particulier le sous-interstadiaire de la "Salpêtrière" vers 25 000 B.P. semble avoir été bien marqué. A la fin de cette période *Pinus* et *Abies* coha-

bitent avec l'armoïse mais indiquent une augmentation de l'humidité. Le Wurm IV a été plus humide.

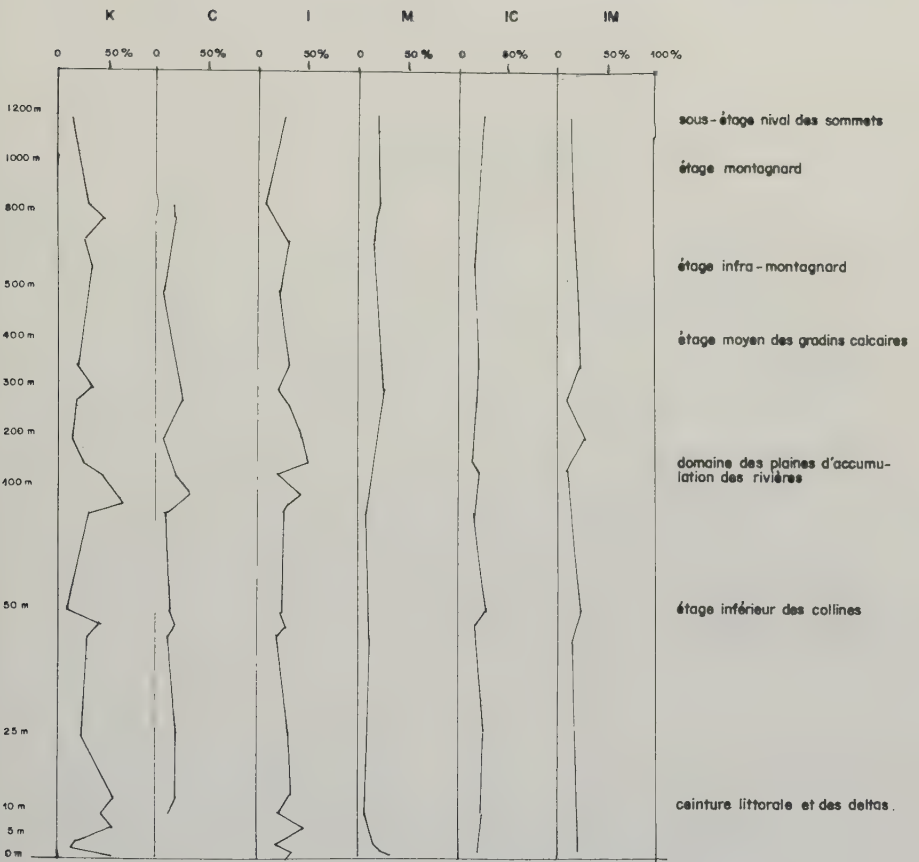
L'apparition du Chêne et la disparition de l'armoïse ont pu être datées de $10\,200 \pm 90$ B.P. Elles marquent le commencement du Post-glaciaire. (H. Elhaï, 67). Dans la seconde partie du Post-glaciaire, l'apparition du Charme oriental (*Carpinus orientalis*) révèle à la fois un changement dans le climat et l'intervention de l'homme.

Les corrélations que nous avons établies, montrent une bonne correspondance avec les résultats proposés par H. Chamley pour la Méditerranée nord-occidentale. Les épisodes froids sont plus marqués que les épisodes chauds à la différence donc de la Méditerranée orientale. Le milieu est plus continental et on observe la présence de la steppe tempérée sèche pendant la plus grande partie du Wurm, sauf pour le Laufen. Il y a donc eu une longue période de rhexistasie pendant la dernière période froide. L'étude des argiles avait conduit à cette conclusion. Nous avons observé en effet que les argiles détritiques étaient abondantes, que les espèces épisodiques et la montmorillonite apparaissaient nettement dans les argiles interstratifiées dans les cônes-éboulis récents. L'épisode le mieux marqué durant 5 000 ans au maximum a été le Laufen. On peut lui rapporter les cônes argileux à esquilles calcaires dans lesquels la kaolinite est absente, mais où l'illite et les interstratifiées abondent.

Le Quaternaire récent de la Grèce occidentale relève d'un milieu continental plus proche de la Méditerranée septentrionale que de la Méditerranée orientale. On est plus près du milieu balkanique qu'hellénique.

Ce fait semble caractériser le Quaternaire de la Grèce occidentale. Le Quaternaire ancien individualisé par l'illite et un complexe gonflant apparaît froid et rhexistasique. Le Quaternaire moyen marque un retour à un contexte plus tempéré avec biostasie et kaolinisation. Le Quaternaire récent se montre à nouveau plus détritique.

On peut noter la relativité des notions climatique et climatique que révèlent les argiles. Les argiles apparaissent pour des conditions de pluviosité assez strictes qui ne sont pas le décalque propre du total régional. Dans ces conditions elles se présentent comme des sédiments, et ont une valeur stratigraphique. Ainsi, actuellement, malgré un total de précipitations favorisant la vermiculisation de la chlorite, cette dernière est en



Les variations selon l'altitude de la composition du cortège phylliteux
des altérites des calcaires.
Grèce occidentale

fait en Grèce occidentale peu altérée. Cette stabilité climacique par rapport à une instabilité climatique semble avoir joué souvent ici. On le doit au couvert végétal peu dense, depuis le Riss, semble-t-il.

Conclusion générale Les différents milieux pédogéniques

Les argiles permettent de différencier plusieurs milieux bio-pédogéniques (P. Birot, 19 ; H. Elhaï, 68 ; et Lemée, 111). (cf. Fig. 36, p. 148).

- les sommets du fait de la présence de la kaolinite, ont été recouverts au Pleistocène (Mindel-Riss) par un couvert forestier assez dense sans doute. Les altitudes de ces montagnes (2010 m pour l'Épire, 1 500 m pour l'Acarmanie, 1 600 pour Céphalonie, 1 500 pour Leucade) le permettaient. Depuis, la forêt s'est maintenue avec difficulté disparaissant au cours des périodes froides. Les sommets ont été en effet attaqués par le gel et défoncés par des niches cryo-nivales. La sylve devait recoloniser les pentes au cours des interstades comme au Laufen ou au cours des interglaciaires comme, actuellement, la forêt de Céphalonie. La reconquête était d'autant plus rapide que les sols étaient mieux préservés dans les fissures du karst. Le calcaire de Pantokrator était à ce point de vue un affleurement propice en raison des profondes fissures qui le burinent. Cependant, à la suite des gains d'altitude entraînés par les mouvements tectoniques, le capital pédogénique devait se réduire plus vite. Le ruissellement, actuellement on peut estimer le total pluviométrique de cet étage à 2 000 mm/an, et la solifuction sous forêt entamaient les altérites et appauvrissaient cet étage. La pédogénèse reste un phénomène mesuré à ce niveau.

- l'étage moyen (type Xéroméros ou Xérovouni), compris entre 800 et 300 m ou 1 000 et 500 m, était un étage de pédogénèse plus permanente. Les conditions ont sans doute moins changé au cours du Pleistocène sur ces gradins ou ces versants réglés ou sur-baissés par les phénomènes halocinétiques. Les coups de froid devaient être intermittents (Jannina : 27 jours de neige actuellement ; Arta dans la plaine : 4 jours) et comme le montre le diagramme des pollens à faible diffusion, un certain couvert devait demeurer lors des périodes froides. La pédogénèse évoluait peu cependant. Les sols rouges servaient

de roche mère à des sols bruns fragiles.

- l'étage inférieur, celui des basses plaines, des dépressions intérieures et des collines, subissait les systèmes morphogéniques les plus efficaces, ruissellement, colmatage et divagation des rivières. La pédogénèse n'avait pas le même rythme. Les couverts végétaux s'ouvraient plus ou moins selon le bilan hydrique des impluviums montagnards. Les effets d'exposition variés différenciaient les piémonts. Les plus argileux portaient une steppe ; les plus caillouteux en raison du karst qui pouvait se développer sur les séries indurées, des bosquets. On devait avoir affaire à une mosaïque végétale. La pédogénèse était là aussi mesurée, comme le montre la surface des plaines actuelles où les sols évolués sont rares et situés sur les hauteurs qui échappent aux crues des rivières.

Du point de vue de la morphogénèse, on peut dire que l'atténuation des calcaires a pu se réaliser sous un couvert végétal. Les versants convexes, les topographies surbaissées des paliers et des gradins en sont les témoins. (P. Birot, 22).

Il est certain que cette topographie a subi des processus de climat sec qui n'ont pas détruit totalement cet héritage. Il n'est pas indifférent, même si les traces morphogéniques sont plus apparentes sur les roches tendres que sur les roches compactes et résistantes, autrement dit s'il y a eu un modelage plus qu'un modelé (B. Bousquet et D. Sellier, 41), d'inventorier cet épisode. Car il y a eu, de ce fait, une détérioration du capital pédogénique et une transformation des conditions nécessaires à la reconquête végétale.

On en déduit ainsi que le temps qui permet le développement d'une pédogénèse, est plus court que celui qui entraîne l'édification d'un modelé. Autrement dit le modelé s'érige à travers des crises successives (H. Enjalbert, 70) dont les résultats varient entre une capitalisation d'effets et un héritage de formes.

DEUXIEME PARTIE

LES GRANDS VERSANTS.

Les grands versants ont des profils qui dépendent de leur situation méditerranéenne. Ce fait est connu et maints auteurs ont déjà décrit comme étant représentatif de cette région un certain nombre de types et d'évolutions (P. Birot, 20 et 22 et J. Demangeot, 55). Les grands versants sont donc les sites privilégiés où l'on peut reconstituer l'évolution du modelé de la zone ionienne au cours du Quaternaire et les types morphogéniques où se conjuguent des facteurs structuraux et morpho-climatiques.

Après avoir défini les "grands versants", leurs différents types seront successivement étudiés en partant de la situation la plus simple, le versant structural, pour aboutir à la situation la plus complexe, la paroi calcaire, à travers le type intermédiaire du versant convexe. En conclusion, les critères qui ont servi à définir ces catégories, seront replacés dans le cadre de cette région méditerranéenne.

En effet, l'évolution des grands versants paraît dépendre de l'instabilité tectonique de ce bord des Hellénides. Ce facteur morpho-structural intervient directement dans l'évolution des pentes par le broyage intense des roches au point qu'on peut parler d'une véritable trituration d'origine tectonique des faciès. Mais il intervient également par l'intermédiaire des séismes qui paraissent responsables à la fois de l'étalement des débris et du transport des plus gros blocs vers les piémonts par les vibrations qu'ils occasionnent.

Il est évident que le profil des versants situés à la périphérie des grandes unités morpho-structurales, ou mieux la complexité de ces profils est imputable à des systèmes morphogéniques dont il s'agit de définir le caractère plus spécifiquement méditerranéen.

Celui-ci en première approximation se caractérise, comme nous pouvons le déduire de l'étagement des milieux pédogéniques décrits précédemment, par une association de mécanismes qui semblent être les suivants :

L'usure des pentes est imputable aux oscillations de l'étage supra-forestier. Ce dernier se caractérise par l'intervention jusqu'à des altitudes relativement basses d'un système morphogénique de type cryo-nival. Le gel permet l'élaboration des débris et la neige leur transport, en particulier celui des plus gros blocs livrés par les ébranlements telluriques.

En second lieu, l'induration de ces tabliers détritiques qui désormais constituent le piémont des reliefs, montre que la dissolution kars-tique a toujours été insuffisante à les faire disparaître aussi bien lors des périodes chaudes qu'au cours des périodes froides qui lui sont pourtant le plus favorable.

Ce fait tient à la fois au broyage tectonique qui facilite l'élaboration en grande quantité des débris et à la latitude méditerranéenne de ces montagnes.

Ces deux points de vue seront constamment présents au cours de l'étude des grands versants et de leur piémont dont on ne peut les séparer, quel que soit le type morpho-structural ou morphogénique actuel ou passé du versant étudié.

Chapitre 10 : Définition et significations d'un grand versant : dimension, fréquence et caractères principaux.

Chapitre 11 : Les versants structuraux.

Chapitre 12 : Les versants convexes.

Chapitre 13 : Les parois calcaires.

Chapitre 14 : conclusions générales.

CHAPITRE 10

DEFINITION ET SIGNIFICATION D'UN GRAND VERSANT :

DIMENSION, FREQUENCE ET CARACTERES PRINCIPAUX.

1. Importance des grands versants en Grèce Occidentale.

Sous l'appellation de grands versants sont regroupés différents types de versants inégalement affranchis des conditions structurales originelles.

Leur ordre de grandeur est variable. Ils sont à l'échelle de la Grèce occidentale comme le versant bordier du Xérovouni allant de l'Albanie au golfe de Corinthe ; d'une province comme le versant de l'unité du Louros allant, en Épire, du Kassidiaris au Nord aux crêtes de Lakka au Sud ; d'une unité structurale comme les versants des monts Paramythia-Souli, Margariti, Parga pour l'Épire, des monts Bergandis-Pergati, Ser Ekas, Gavroulia, Bounistos pour l'Acarmanie, des monts Mégas Oros, Pantokrator ou Aïnos pour Leucade, Corfou, Céphalonie.

Un grand versant se définit ainsi par sa dimension et sa fréquence. A ce double titre, il a une signification générale en Grèce occidentale.

2. Particularité des grands versants.

Tous peuvent être considérés comme des formes singulières (P. Birot, 15 et 21 ; J. Tricart, 154 et 155).

Premièrement ils s'opposent aux versants des vallées et des gor-

ges qui peuvent leur être proches par l'ampleur et l'évolution mais qui en diffèrent par l'origine. Ils se différencient des versants d'érosion karstique ou marine qui peuvent leur être semblables par l'origine mais qui s'en distinguent par l'évolution. Ces formes singulières appartiennent donc à la catégorie des versants structuraux engendrés par pli, faille ou flexure.

Deuxièmement, les grands versants se différencient le plus souvent des autres pentes en possédant un talus détritique dont la constitution et le développement dépendent de l'évolution des parois calcaires. Ces accumulations permettent de reconstituer les phases tectoniques et les séquences morphoclimatiques responsables du profil. Les grands versants calcaires avec leurs pierriers altérés renseignent ainsi sur la fréquence des périodes de rhexistasie au cours du Pléistocène et sur la permanence des facteurs tectoniques au cours de leur constitution et de leur évolution.

Donc les grands versants se singularisent des autres par leur aspect lié à leur fréquence et à leur importance, par leur localisation comme versant singulier calcaire au contact de terrains tendres pré- ou post-orogéniques, par leur morphologie en tant que versant d'érosion accru d'un piémont significatif du point de vue stratigraphique, morphogénique et chronologique. Enfin la diversité des types permet de généraliser et de comparer les évolutions au sein de la zone ionienne.

3. Les critères qui permettent de définir les types et les aspects des grands versants.

Ces critères sont au nombre de trois. On peut en effet subdiviser cette famille de formes à partir des facteurs structuraux, à partir de l'orientation et à partir de la complexité de la paroi.

3.1. Premier critère : les facteurs structuraux.

On doit à la fois tenir compte de la roche et de ses déformations.

Les grands versants gris et lisses des calcaires en plaquettes s'opposent aux crêtes bleutées et lacérées des façades en Pantokrator.

En effet les versants recoupant les calcaires en plaquettes sont d'une ligne convexe et débités en interfluves bombés séparés par des thalwegs

peu profonds. Le profil est rarement celui du versant de Richter. Au contraire d'une pente généralement gauche, il est parfois nappé d'argile même sur les sections les plus en pente, parfois pavé de plaquettes calcaires mobiles. Les lapiés y sont structuraux et les dolines rares. Les sommets mêmes sont déserts. Sur les pentes, les bois d'oliviers, puis de chênes verts mêlés à des chênes-kermès se dégradent et passent à la phrygana sur les crêtes.

Les versants de Pantokrator ont toujours un aspect austère et puissant. Ils sont réglés ou dressent une paroi ruiniforme. Les lapiés y sont profonds et de types divers ; les dolines de flanc y ouvrent des puits qui parfois se greffent sur des gorges. La brosse de kermès s'implante à partir des diaclases. Le sommet est comme gercé tant les lapiés sont abondants.

A partir de ces observations on peut donc faire une première distinction entre les versants qui recoupent la série calcaire post-liasique et qui se localisent dans la partie orientale de la zone ionienne, et les versants qui dénivellent le calcaire de Pantokrator et qui se trouvent sur les faces ouest des monts. Ainsi le facteur fondamental qui sert à différencier les grands versants entre eux est d'origine structurale. On a donc :

- les versants déterminés par une flexure ou un pli.
- les versants rompus par faille.

Le premier type correspond à des versants liés à une déformation souple de type tangentiel où on peut distinguer :

- le flanc conforme d'un anticlinal symétrique.
- le flanc inverse d'un anticlinal dissymétrique.

Le deuxième type correspond à une déformation tectonique cassante où l'on peut distinguer :

- l'escarpement d'une faille chevauchante : escarpement de chevauchement.
- l'escarpement d'une faille en extension ou décrochante : escarpement de faille normale.
- l'escarpement de faille qui recoupe un accident plus ancien : miroir frais de J. Demangeot (55) et qui représente un cas complexe, en relation avec la néo-tectonique.

Si on regroupe ces caractéristiques structurales, on obtient deux familles de versants :

- les versants d'origine semblable et aux déformations ultérieures identiques. Ils sont de type orogénique, si on peut dire. Autrement dit, ils sont

liés à une poussée tangentielle dont l'action de même sens se poursuit jusque dans le Quaternaire (J. Mercier et al. 1923).

- les versants d'origine structurale différente mais aux déformations ultérieures similaires. Ils sont de type épeirogénique. Autrement dit, la néotectonique y est prépondérante et le versant s'affranchit des déformations structurales originelles.

Cette double distinction permet de fixer la date d'apparition de certains de ces versants et de comprendre leur évolution morphologique. Le type de talus détritique varie en effet d'un type à l'autre.

3.2. Le deuxième critère repose sur la symétrie de leur orientation.

La plupart des unités structurales sont affectées d'une dissymétrie à regard ouest si bien que les versants à regard Est sont conformes et ceux à regard Ouest sont déversés. Les exceptions affectent le *Xérovouni* épirote, le *Koudentron* et certains plis-horsts d'*Acarnanie* (*Ser Ekas*, *Gavroulia*, *Boumistos*, etc...). Ce fait intervient pour expliquer l'importance des talus détritiques de piémont. La dissymétrie en rend en effet directement compte, puisque les versants déversés, quel que soit leur regard, se prolongent en aval toujours par une nappe détritique alors que le flanc conforme de même regard n'en possède pas toujours.

Autrement dit, les conditions structurales interviennent pour expliquer le modelé de paroi et les nappes détritiques qui représentent de leur côté une évolution morpho-climatique complexe liée à l'exposition de la paroi.

3.3. Le troisième critère souligne la variété des parois et des talus détritiques.

Les grands versants peuvent juxtaposer des secteurs à paroi ou à versants convexes et des secteurs qui superposent des parois et des versants régularisés. En outre les versants ne s'alignent pas sur un accident rectiligne. Celui-ci est ou brisé ou ondulé. De même il peut être ou interrompu par des failles décrochantes ou recoupé par des fractures obliques. Tout se passe comme si les orientations tectoniques avaient changé et qu'elles étaient ani-

més d'un mouvement apparent de rotation.

L'importance de la dissection intervient aussi pour expliquer le festonnement des parois. On observe ainsi qu'aucune grande rivière ne les entaille de percées cataclinales ou de trouées anaclinales. Cette indépendance vis à vis du réseau justifie que les grands versants puissent faire l'objet d'une analyse particulière.

Cet éloignement vis à vis des grands axes fluviaux fait que ces versants sont atténués à leur base par des accumulations. Ces talus détritiques peuvent être composés ou d'un unique tablier induré dont l'état de conservation est variable, ou d'une nappe indurée et de cônes argilo-caillouteux associés ou non, ou d'accumulations torrentielles et de cônes d'éboulis récents associés ou non aux précédentes formations. La complexité du talus dépend de la paroi contre laquelle il repose, c'est à dire de la lithologie et des déformations tectoniques de cette dernière. Elle dépend aussi des systèmes morphogéniques qui modelèrent le bas pays sur lequel les débris s'avancèrent.

4. La typologie des versants : fondement du classement.

Par définition les grands versants mettent en relation :

- des critères morphométriques. Le développement de la paroi doit être supérieur au kilomètre ; l'énergie du relief atteindre au moins cinq cents mètres; la tension du profil être toujours différente du pendage local.
- des critères morpho-structuraux. Ils sont tels qu'ils expriment des rapports immédiats entre les déformations et l'aspect du versant qui dérive d'un flanc structural de pli ou d'un escarpement de faille.
- un modèle dont les figures permettent de reconstituer les processus des différents systèmes morphogéniques. La variété des figures est en relation directe avec l'exposition du versant et l'instabilité tectonique. Par évolution ces versants s'affranchissent des données structurales.
- des données chronologiques qui permettent de replacer dans le temps la succession des associations de formes et des crises tectoniques.

Aussi peut-on proposer trois catégories de grands versants chacune ayant une signification propre :

- les versants structuraux par leur stabilité tectonique permettent d'établir

la succession des séquences morphoclimatiques.

- les versants convexes mettent en évidence l'existence de mouvements tectoniques souples et l'influence de processus morphogéniques variés.
- les parois calcaires mettent en évidence de leur côté la persistance des phases tectoniques et leur contrôle sur les systèmes morphogéniques.

Les grands versants constituent un des types fondamentaux du modelé, l'autre étant le karst. Ils permettent de mettre en évidence l'importance de la lithologie, le rythme de la néotectonique et la mobilité du niveau de base au cours du Pleistocène.

CHAPITRE 11

LES VERSANTS STRUCTURAUX

Les versants structuraux dérivent des flancs d'un anticlinal. Leurs profils sont gauches et tendent vers la pente régulière. Ils sont coupés de thalwegs et se raccordent à une dépression fermée, à une vallée ou passent latéralement à des tabliers détritiques. Ils ont bénéficié d'une certaine stabilité tectonique, semble-t-il.

On peut distinguer :

- les versants qui recoupent les séries calcaires post-liasiques.
- les versants qui recoupent les séries détritiques pré- ou post-orogéniques.

Tous posent le problème de leur dissection par un réseau hydrographique foisonnant et celui des pentes régulières établies sur calcaire ou sur roche tendre.

1. Les versants structuraux dans les séries détritiques pré- ou post-orogéniques.

1.1. Les versants de collapse structure, versants structuraux d'anticlinal étroit.

Les versants de ce type sont relativement fréquents mais seul le Driscos en Épire orientale est un anticlinal complet de flysch (Cf. Coupure N.E.)

Ces versants sont marqués par des phénomènes différents pour l'échelle mais liés à la gravité.

- Sur les calcaires dont le pendage atteint 60°-70°, la série alternée du flysch ainsi que les assises plus marneuses de l'Eocène terminal ont tendance à décoller. Des cisaillements et des renversements de couches entraînent des pliures et des retournements de bancs qui caractérisent une collapse structure (J. Goguel, 86 et J. Mattauer, 119).

Le profil du versant est accidenté de replats et de barres. Ces obstacles retiennent les colluvions fournies par les assises plus tendres. Il s'en suit une morphologie étagée qui peut simuler des replats cycliques. En outre, ces colluvions fossilisent un ravinement antérieur et sont contemporaines de la recrudescence post-glaciaire de l'humidité. En effet, près de *Monodendri*, des tombes de l'âge du Bronze ont été ensevelies sous de telles colluvions dont le cortège phylliteux s'est montré semblable à celui du flysch. Ainsi après une crise de ruissellement, les versants ont évolué par solifluction.

- Les incisions actuelles sont entretenues par un processus qui fonctionne à l'échelle du ravin et qui est aussi lié à la gravité. Il se présente comme un fauchage de couches puisqu'il entraîne le renversement des assises de la roche sur la pente. Ce processus dépend en partie du ruissellement, du soutirage, de la descente lente des colluvions et de la fissuration intense des lits gréseux. En outre, en été, il n'est pas rare de voir se constituer des coulées sèches de particules argileuses. Livrées par une desquamation de type hydro-thermique sans doute, les particules se détachent des revers. Leur départ entraîne de déchaussement des blocs qui par gravité glissent et fournissent ses outils au ravinement hivernal.

L'évolution la plus récente de ces versants est donc la suivante :

- première dissection d'un versant antérieur.
- colluvionnement dont l'abondance est à la fois consécutive à la disposition structurale et à la recrudescence de l'humidité holocène.
- deuxième dissection actuelle qui entretient l'usure des versants par l'intermédiaire du fauchage des couches.

En fait ce modèle s'emboîte dans une topographie de vallées aux versants plus réguliers dont on ne peut envisager l'explication qu'en se situant à l'échelle de la vallée de montagne (Cf. Livre III, chapitre 21 et 22).

1.2. Les versants des structures faiblement gauchies ou ployées.

(Cf. Carte hors texte : coupure Corfou).

Ces versants recoupent les séries néogènes. Ils se situent à Corfou, essentiellement dans le bassin de Karoussadès au Nord, dans celui d'Ayios Matthëos et sur le revers de Lefkimi au Sud. L'anticlinal de Riza est le seul exemple pour le continent.

a) - Les bassins de Karoussadès et d'Ayios Matthëos. (cf. Fig.14, p.52)

Pour le bassin de Karoussadès, le réseau hydrographique est adapté au ploiement synclinal de la couverture néogène (Miocène et Pliocène).

Le réseau naît au pied du Pantokrator et des horsts de Spartilla et se dirige vers le littoral septentrional. Guidées par une dépression périphérique ouverte dans le Miocène tendre, les rivières traversent le conglomérat de base du Pliocène par des percées conséquentes. Elles s'encaissent ensuite dans des argiles bleues et drainent de larges vallées à fond alluvial très développé.

Le Pliocène est discordant sur le flysch et sur le Vigla (région de Klimatia). Le réseau s'est donc installé sur une surface d'aplanissement pré-littorale et sur la surface d'émersion du Pliocène. Toutefois comme le Pliocène déformé a été affecté d'une pente vers le Nord, l'apparition de la cuesta est liée à une reprise d'érosion quaternaire.

Sur les revers, les rivières se sont adaptées à des ensemlements transverses qui les canalisent. En aval, en raison de paliers structuraux longitudinaux, les incisions retrouvent le conglomérat de base (région de Nimfai) et s'y encaissent en auges alluviales profondes de 5-6 mètres et remblayées par une terrasse. Le dispositif structural prouve donc la réalité des mouvements de compression post-pliocènes. L'adaptation des rivières aux déformations secondaires confirme l'âge quaternaire du réseau. A ce moment s'est donc constituée la dépression périphérique ainsi que se sont dégagées les parois calcaires des horst qui la dominent en amont. Or ces parois qui atteignent une centaine de mètres ne portent que des éboulis récents. Pourtant de semblables versants à Corfou (versant du Megas Krímnos) donnent des tabliers indurés. Cette différence peut s'expliquer par l'exhumation récente des parois et l'apparition, au cours du Quaternaire, du réseau.

Ainsi le revers présente le modelé suivant :

- en amont, la surface du conglomérat qui détermine les points hauts de la lignes faîtière à 250 mètres, est profondément karstifiée. Les éboulements de la corniche s'effectuent à partir de ces fissures d'origine karstique. Il y a donc usure du versant à la suite d'une reprise d'érosion postérieure au karst.

- Le revers en roche tendre est découpé en longs interfluves laniérés qui s'abaissent jusqu'à 80 mètres. Son profil très faible à l'aval est lié à l'influence du palier longitudinal et ne correspond pas à un glacis.

- les vallées affluentes des artères majeures s'épanouissent en amont en alvéoles larges et colluvionnés et en aval s'abaissent en versants-glacis. Ces derniers situés en contre-bas des crêtes interfluves aboutissent à la basse terrasse. Ces formes et leur disposition font dire qu'un premier modelé de dissection a été désorganisé par l'établissement des formes en alvéoles et par leur colluvionnement. Le réseau secondaire dissèque une topographie ancienne dont les témoins sont les interfluves.

Les épisodes morphologiques sont donc les suivants :

- les sédiments pliocènes s'appuient sur une surface d'aplanissement située à leur périphérie. L'émersion du bassin entraîne la constitution d'un premier réseau adapté à une pente dirigée vers le Nord. La déformation du bassin est contemporaine de l'instabilité post-calabrienne.

- les déformations quaternaires entraînent une reprise d'érosion, l'apparition de la cuesta et l'adaptation du réseau affluent aux déformations secondaires.

- les conglomérats sont karstifiés au cours du Quaternaire moyen.

- une reprise d'érosion se déclenche lors d'une crise climatique. Un épisode de désorganisation du réseau termine cette phase avec apparition des alvéoles, de leur colluvionnement et avec constitution des versants-glacis.

- la réincision actuelle suit la transgression versilienne qui a provoqué le colmatage des basses vallées.

Pour le bassin d'Ayios Matthaios, le réseau est aussi adapté à des déformations post-pliocènes.

Les rivières incisent une topographie en y déterminant des interfluves à sommet régulier. Dans les versants des vallées s'emboîtent des pentes proches du glacis. Elles aboutissent à des cuvettes fermées et colmatées

que raccordent entre elles des torrents holocènes au lit caillouteux.

Les plus hauts interfluves en roche tendre se raccordent à des revers de conglomérats miocènes ou pliocènes profondément lapiésés. On a ainsi encore la preuve, étant donné l'âge des faciès, d'une période de corrosion karstique au cours du Quaternaire. Ces revers sont en outre, à leur surface, légèrement indurés par un encroûtement calcaire diffus qu'on retrouve sur les versants glacis.

Les argiles des lapiés et du niveau carbonaté des interfluves se répartissent de la façon suivante :

	Lapiés	lapiés	niveau carbonaté
Kaolinite	17	10	-
Chlorite	07	18	18
Illite	45	28	30
Montmorillonite	11	17	24
Illite-Vermiculite		15	--
Attapulгите	20	12	28

On peut proposer l'interprétation suivante à la vue de ces pourcentages.

On a un stock argileux hérité (kaolinite) enrichi en montmorillonite et en attapulгите. Il est fréquent de rencontrer ces dernières argiles avec des indurations calcaires dans les pays méditerranéens à climat sec, type *Maroc oriental* (A. Ruellan, 1945). Il semble que les interfluves dérivent d'une topographie constituée au cours d'un interglaciaire, postérieur à celui ayant fourni la kaolinite. On peut y voir les restes d'une topographie eutyrrhénienne (Riss-Wurm). Dans ces conditions, l'emboîtement est du Pleistocène récent. La constitution des alvéoles correspond à une période de désorganisation du réseau lors d'une deuxième période plus sèche. Le colmatage relève d'un épisode tardif au cours de la même période froide. Enfin l'incision est liée après la remontée transgressive du Versilien à la crise d'érosion actuelle dont les apports se traduisent par un pavage de galets calcaires provenant des versants de l'*Ayji Dekka*.

Les épisodes morphologiques se résument ainsi :

- bassin mio-pliocène déformé au cours du Quaternaire ancien.

- karstification des conglomérats au cours du Quaternaire moyen.
- haute topographie plane à induration diffuse au cours du Riss-Wurm.
- incision profonde des principales rivières. Désorganisation du réseau lors d'une phase plus sèche et confection d'alvéoles puis colluvionnement local. Les colluvions sont plus limoneuses que loessiques et les alvéoles peuvent être une sorte de cuvette hydro-éolienne.
- deuxième et actuelle incision.

b)- Le bloc monoclinal de Lefkimi. (cf. Fig. 14, p. 52)

A *Lefkimi*, le Pliocène marin (I.G.R.S.-I.F.P. 99) se présente sous l'aspect d'un crêt monoclinal à regard ouest. Or les rivières de *Périvoli* et de *Lefkimi* s'écoulent à contre pendage. Elles se jettent à la mer après un défilé creusé dans le grès. Le littoral ionien, rectiligne alors, dérive d'un accident tectonique comme le montrent les profondeurs immédiates et la régularité des isobathes parallèles au rivage.

Tout ce passe comme si le réseau par antécédence avait maintenu sa disposition primitive vers l'Ouest. Les rivières ont été capables de maintenir leurs cours malgré la faible superficie de leur bassin-versant en raison sans doute d'une forte humidité. En revanche les rivières de revers sont syn-tectoniques. Les vallées sont actuellement atténuées par un colmatage lié à la transgression versilienne. Il y est fin, sauf pour les rivières cataclinales qui se chargent de galets de grès en profondeur. Ces cailloux proviennent, à la suite d'un recul des têtes de source, de l'attaque des grès qui déterminent les points hauts du crêt d'*Asprokavos* à *Périvoli*.

En outre le réseau s'encaisse dans une ancienne topographie. Or la pente des versants-glacis qui caractérisent les interfluves, s'organise vers l'Est. Il faut donc penser que les anciens versants ont été détruits par les nouvelles rivières avant que n'intervienne la relative régularisation des interfluves.

Les épisodes morphogéniques se sont succédés de la manière suivante :

- émergence post-pliocène.
- adaptation du premier réseau à une pente vers l'Ouest.
- tectonisation du Pliocène et constitution d'un bloc monoclinal. Il y a eu

antécédence du premier réseau qui devient anaclinal. Encaissement du nouveau réseau cataclinal.

- régularisation relative des interfluves.
- réincision et colmatage grossier des vallées.
- colmatage fin du Versilien et incision actuelle.

Si on date (Marangoudaki, 1977) la plage ancienne et déformée de *Korissia* de l'Eutyrrhénien, la faille lui est au moins contemporaine. La régularisation des interfluves peut correspondre à une phase sèche et froide du Würm. Cette phase existe comme le prouvent les pollens de la steppe à armoises de la cuvette de *Jannina* (H.E. Higgs, 1977). Le réseau dans ces conditions appartient à la première phase froide et humide du Würm.

L'étude de ces versants montre que le réseau hydrographique est récent. Il s'adapte à des déformations qui ont eu lieu tout au long du Quaternaire. L'encaissement du réseau n'a pas été continu. Les alvéoles colmatées et les versants-glacis relèvent de phases parfois humides, parfois sèches qui relèvent tantôt d'un interglaciaire quand les versants sont légèrement indurés en surface, tantôt d'un périglaciaire quand les pentes se raccordent à la basse terrasse. Le modèle y est en tout cas récent et date du Pleistocène supérieur.

2. Les versants structuraux dans les calcaires post-liasiques: versants de flancs conformes.

Ces versants structuraux se présentent comme de vastes plans, parfois légèrement convexes, et ajustés sur la série calcaire post-liasique. On peut y définir des versants à pente uniforme et les versants à chevrons et à vires. La différence provient de l'inégale intensité de la dissection.

2.1. Les versants à pente uniforme.

Ce type de versant se rencontre sur les anticlinaux les plus symétriques. En *Acarmanie*, il définit le flanc occidental du *Vitsi* ; en *Epire*, il se développe sur la face sud-orientale du *Xérovouni* et sur le flanc occidental du *Koudentron*.

Le versant disparaît sous le flysch en aval et recoupe les séries calcaires selon un profil proche de 30°. Il est découpé en troncs de cône par les torrents.

Des facteurs structuraux rendent compte de la régularité de la pente. En particulier lorsque la tectonisation du pli est liée à une expansion des évaporites. On constate alors un abaissement de l'axe anticlinal sans déplacement du flanc normal, mais avec cependant une moindre tension du profil et une perte d'altitude. Dans ces conditions les thalwegs sont moins profonds et se terminent sur des cônes de faible ampleur composés de petites plaquettes homométriques et émoussées.

Les lapiés contiennent des argiles résiduelles rouges dont le cortège phylliteux est composé de :

- kaolonite : entre 22 et 12 % ; Chlorite : 10 % ; Illite entre 30 et 22 % ; (I-V) entre 24 et 28 % ; (I-M) entre 24 et 27 %.

Un sol pris au sommet du *Bergandis* contient :

- kaolinite : 17 % ; Illite : 25 % ; Montmorillonite : 20 % ; (I-M) : 13 % ; (I-v) : 25 %.

On peut en conclure que tout le versant de la montagne a été nappé d'argiles dans lesquelles le résidu de kaolinite reste important. L'émoussé du versant peut donc être d'origine physico-chimique sous un sol (P. Birot, 16) et non pas seulement d'origine mécanique.

Dans ces conditions le modelé de tels versants a pu s'élaborer au plus tôt au cours du Quaternaire moyen. Ensuite ces versants ont bénéficié d'une stabilité morphologique incontestable, même s'ils sont solidaires de mouvements d'origine halocinétique. En effet de tels mouvements conduisent à leur donner plus rapidement une pente qui facilite le transport à sec des débris. Ainsi il n'est pas étonnant que les interfluves s'usent plus rapidement que ne creusent les torrents, si en outre les processus d'attaque du calcaire sont d'origine cryo-nivale. Ainsi quelle que soit la période, ces pentes se régularisent relativement vite.

2.2. Les versants à chevrons et à vives.

Sur certains anticlinaux, comme celui des *Thesprotes*, les flancs

normaux sont marqués par de profondes entailles et tout en s'ajustant sur la série calcaire ont un profil discontinu. Ils se décomposent en une partie amont assez redressée et taillée dans le calcaire de *Pantokrator*, en une vire qui correspond aux séries siliceuses du Dogger et en un secteur aval plus convexe qui recoupe les calcaires en plaquettes. De larges cônes atténuent leur base. Ils contiennent des galets gris ou blancs très frais qui surmontent les cônes plus ocres et mal cimentés. Ces derniers ravinent le flysch à la topographie très irrégulière.

Ces versants ont subi une érosion linéaire que l'on peut placer après la phase de pédogénèse responsable des argiles à kaolinite. Si les vires s'expliquent par la présence des séries tendres du Dogger, par leur altération et par l'érosion sélective actuelle, la paroi plus redressée qui recoupe le *Pantokrator* s'explique par un rejeu des plus récents.

On peut en effet l'intégrer aux mouvements de la néotectonique en relation avec la reprise des chevauchements. Le calcaire de *Pantokrator* réagit aux contraintes en se brisant. A la base du chevron de *Pantokrator* se situe une petite paroi. Il pourrait s'agir d'un miroir récent en relation avec une distension. Lorsque la tectonisation est plus violente, on passe au pli en éventail du *Farmakovouni*.

Le modelé montre que les incisions sont récentes et datent du dernier maximum froid. Les lapiés ayant été décapités par le gel, leurs fragments ont servi de galets aux torrents holocènes.

En définitive de tels versants ont été peu tectonisés. S'ils l'ont été, le déséquilibre en relation avec l'expansion des évaporites est le résultat d'une compression tardive. Les effets ont pu être rapidement intégrés à l'évolution car ils étaient de même sens.

Les versants structuraux se définissent donc par un modelé relativement récent puisqu'on peut l'estimer appartenir pour ses grandes lignes au Quaternaire.

Le modelé a été marqué par les principaux épisodes suivants :

- une karstification d'origine bio-pédogénique puisque les lapiés à rainures affectent les conglomérats tardifs néogènes.
- une dénudation des versants sous l'effet de processus de rhexistasie qui révèlent des phases relativement sèches, chaudes ou froides lors du Pleistocène supérieur.

- une dissection tardive.

Ainsi le réseau secondaire foisonnant est récent et la régularité des pentes si elle peut être commandée par des facteurs morpho-climatiques, dérive aussi des processus climatiques aréolaires du Pleistocène récent.

Enfin on voit avec les derniers exemples de versants structuraux cités comme on passe au type de versant convexe, preuve que le réaménagement des pentes est un trait fondamental et actuel du modelé de la *Grèce occidentale*.

Ce dernier continue à bénéficier des conditions morpho-structurales antérieures et de l'existence d'un sous étage nival, situé près des sommets, qui en quelque sorte, poursuit sous un aspect sans aucun doute plus atténué, les conditions d'évolution morpho-climatiques du Quaternaire froid.

Dans le cas des versants des flancs normaux de pli, les conditions structurales primitives jouent un rôle capital pour rendre compte du modelé. Le profil dépend souvent de mouvements d'origine halocinétique dont l'intervention est directe sur le flanc inverse par l'intermédiaire des bandes de broyage en position de semelle de chevauchement. Les bombements secondaires, car les pendages sont irréguliers surtout pour les calcaires en plaquettes, déterminent des paliers où la neige stationne plus facilement. De cette situation morpho-structurale dérive un modelé de niches peu profondes et propres, car sans débris pierreux abondants, et de chenaux d'écoulement disposés à intervalles assez réguliers. Ces versants, comme ceux du Bergandis, prennent l'allure de pentes à grandes cannelures dont l'extrémité aval débouche sur de vastes cônes de déjection dus aux crues nivales des torrents.

Ces versants sont donc actuellement vifs et sous la dépendance de processus cryo-nivaux jusqu'à l'altitude de 500 m. Au delà, leur évolution dépend d'un creeping inégalement entravé par la brosse des chênes-kermès.

CHAPITRE 12

LES VERSANTS CONVEXES

De l'Albanie au golfe de Corinthe, ce type de versant recoupe les calcaires en plaquettes post-liasiques. En Épire, il caractérise les gradins d'Ammotopos, de Térovo, de Dodone-Zitsa et de Kalpaki-Doliana ; en Acarnanie, ceux du Stanos, du Mutsoraki, et du Mont arakinien ; dans les îles, les reliefs de calcaire en plaquettes.

Les versants convexes ont donc pour caractères particuliers de se développer dans les calcaires lités définis par leur homogénéité et par leur vulnérabilité, et de présenter un profil général homogène malgré la variété des situations structurales. Pour rendre compte de cette forme il faut en effet faire la part des facteurs structuraux et des facteurs morphogéniques responsables de la surface rocheuse, de la pente et de son induration par des calcaires ou par des dépôts de pente.

Par rapport au litage ce versant peut avoir trois positions selon qu'il affecte un flanc conforme ou un flanc inverse d'un pli ou le revers ou le front d'un bloc faillé.

- la pente et le pendage se confondent, le versant est structural. La convexité est alors déterminée par la structure.

- sur un flanc conforme ou un revers, la pente du versant recoupe le pendage et le versant est sub-structural. La pente peut avoir deux positions : être conforme atténuée, si elle biseaute le dos des couches ; être conforme exagérée, si elle recoupe les bancs.

- sur un flanc inverse ou au front d'un bloc, la pente et le pendage s'opposent. La pente est contraire et selon le cas elle atténue ou exagère le

versant d'origine structurale.

Par rapport aux données établies pour la typologie générale des grands versants, on peut dégager les faits suivants :

- par leurs valeurs morphométriques, ces pentes se classent dans la famille des grands versants puisqu'elles ont un développement supérieur au kilomètre et une énergie de relief voisine de cinq cents mètres.
- par les aspects de leur modelé, elles dérivent d'une atténuation par érosion. L'enveloppe du versant est une surface convexe au sommet arrondi. Les thalwegs y sont peu profonds et séparés par des interfluves bombés.
- par les processus morphogéniques que l'on peut reconstituer, ces pentes se sont développées grâce à une intense fragmentation de la roche. Mais les processus d'une karstification superficielle sous un manteau végétal n'est pas à exclure. Les lapiés reflètent ce dualisme quand on examine les matériaux qui remplissent les rainures des lapias.
- la chronologie de l'évolution s'établit à partir de la complexité morphologique des pentes et de leurs dépôts détritiques.

Ainsi le versant convexe se situe aussi bien sur les versants structuraux orogéniques que sur les escarpements épeirogéniques. Aussi peut-on faire porter leur étude sur les trois points suivants :

- la complexité morpho-structurale des versants convexes est fondée sur la lithologie et le rythme tectonique.
- le modelé convexe doit être mis en relation avec la stabilité du niveau de base.
- les dépôts détritiques de pente sont à mettre en rapport avec le rythme paléo-climatique.

1. Les conditions structurales et tectoniques des versants peuvent être à l'origine de la convexité.

Les conditions structurales commandent en partie la convexité du versant. On peut illustrer l'importance de ces facteurs à l'aide de deux situations fréquentes dans la zone ionienne. La première montre l'importance des facteurs dits tectostatiques (J. Tricart, 1954) tels qu'ils se présentent sur le flanc oriental du Pantokrator de Corfou. L'autre se rapporte au Xérovouni

acarnarien et met en évidence l'influence du rythme tectonique.

1.1. Les facteurs structuraux : fondements de la convexité des versants.

Le Mont Pantokrator (910 m) est un anticlinal dont l'axe N.S. mesure 12km de long. Son flanc oriental est conforme et recoupe le calcaire en plaquettes du Vigla. Il culmine à 780 m et possède des pendages orientés vers le S.E. Vers le N., les pendages tournent et deviennent NE en même temps que le versant se complète de calcaires lités sénoniens et éocènes (Fig. 37 p. 172).

Ainsi à grande échelle le versant se présente comme l'enveloppe d'un tronc de cône. A plus petite échelle, le versant se débite en panneaux dont la surface idéale est aussi conique, en raison de bombements secondaires. Les pentes dont les valeurs sont comprises entre 25° et 20°, recoupent des pendages qui peuvent atteindre 70°.

Les conditions structurales expliquent l'aspect général. La lithologie favorable aux déformations souples détermine des axes rapidement amortis qui favorisent la disposition divergente des pentes.

1.2. Les facteurs tectoniques : fondements de la convexité des versants.

(cf. Carte hors texte. Acarnanie : couloir étolien).

La montagne d'Amphilokia est constituée d'une double voûte à l'Ouest le Vélaniðhès (568 m) et à l'Est le Dafnoulès (380 m). Elle se confond en une seule au Staros (580 m) qui plonge périclinalement au Sud. Entre les deux crêtes, s'incurve un val dissymétrique d'Eocène qui s'abaisse jusqu'au golfe d'Arta. Entre les baies de Loutraki et d'Amphilokia, la voûte ouest est conforme à la structure. La pente est toutefois moins forte que le pendage (50°) et recoupe les multiples bancs plissotés du Sénonien. Elle se raccorde au replat de Spartos qui plonge à la suite d'une flexure dans la baie de Loutraki. Le raccord se fait par l'intermédiaire d'un versant convexe qui recoupe les bancs du Sénonien, relevés à 70°. En outre le versant accuse une accélération de la pente qui ne correspond pas à des variations du pendage. Tout se passe comme si les versants dérivait d'une topographie dégradée et gauchie

ultérieurement. Le remplissage des rainures des lapias le démontre semble-t-il.

Les lapiés en profondeur sont sectionnés et étranglés à l'endroit de la flexure. La fracturation des bancs s'est produite après la formation des rainures endogées. Encore bourrées d'argile résiduelle rouge, ces dernières sont remblayées par des esquilles calcaires anguleuses et plus petites que les plaquettes actuelles pavant le versant. Elles proviennent d'un broyage du calcaire, car on ne les observe nulle part ailleurs.

On aurait donc la preuve que la convexité du versant peut dépendre d'une certaine mobilité tectonique. La pente, en raison de son gauchissement, fournit du matériel anguleux. La présence de ce dernier dans une forme de dissolution ne se comprend que si son arrivée est postérieure à la période responsable du lapias et de ses argiles. En outre le gauchissement affecte une topographie dont la pente est incompatible avec les conditions antérieures de son développement. En effet, plus en amont la voûte s'intègre au revers d'un pli déjeté vers l'Ouest. Le *Staiko* se présente comme un mont atténué dont les pentes sont des versants conformes exagérés. On a donc un pli reployé dont la voûte régulière est lithologiquement diversifiée puisqu'elle se développe successivement dans le Sémonien et l'Eocène, à la suite de la reprise de la compression. Plus au Sud, il faut tenir compte de l'influence des monts de primo-géniture pour comprendre le *Stanos*. La paléo-tectonique du Toarcien qui a créé des bombements structuraux courts et trapus dans le *Pantokrator*, provoque des amincissements de couche dans les séries post-liasiques. Pour cette raison, le Vigla apparaît au dessus du village *Stanos* et affleure en mont dérivé de flanc.

Ainsi ces versants convexes intègrent une topographie atténuée et gauchie et dérivent d'un héritage paléo-tectonique. Depuis, les rejeux tectoniques rares ont été des gauchissements souples. Cette évolution structurale a permis la constitution de longs versants convexes.

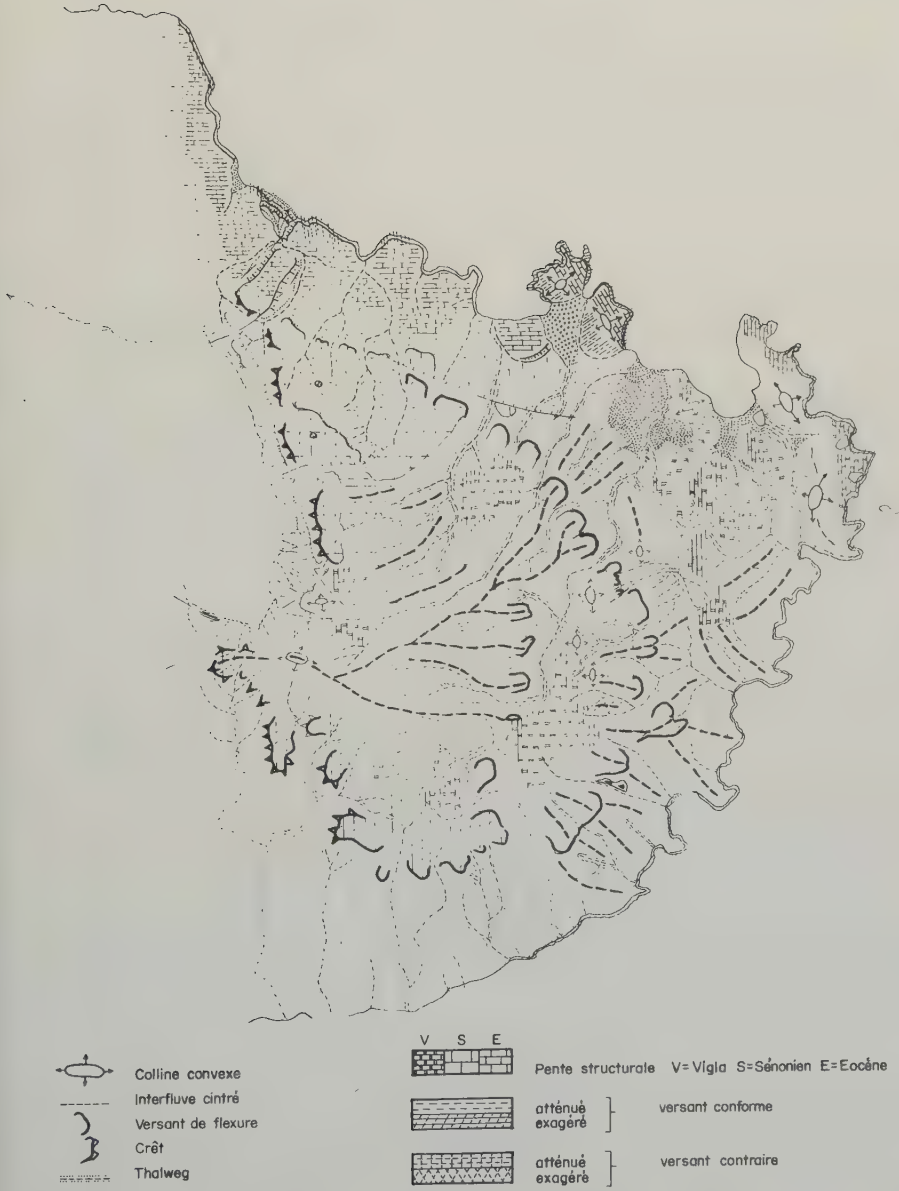
On trouve de tels versants dans le *Xérovouni épirote* et *acarnanien*. Ils bordent les monts *Loutsa Petsa*, *Xérovouni*, *Aetoraki* et *Mégali Stouka*. Ils dominent la rive ouest du *poljē* de *Jannina*. Ils affectent le versant d'*Ammotopos*, la façade du *Mutsoraki* et le rebord du Mont *arakinien*.

Tous se développent dans le calcaire sémonien ou éocène, parfois le Vigla. Ils présentent des profils bombés qui recoupent les bancs. Ils do-

Fig -37

Le versant conforme du mont Pantokrator à Corfou

Un assemblage de versants cintrés de types variés



minent en fait l'ensellement médian de la Grèce occidentale que noient le lac de Jannina et les lagunes de l'Etolie.

Ils ne peuvent se confondre avec les cônes rocheux (E. de Vaumas, 1963). Ils ont en effet une pente beaucoup plus forte et ils constituent le versant lui-même. On observe qu'ils dépendent des conditions structurales dont les caractéristiques sont la souplesse des déformations et la présence d'un palier structural qui peu mobile joue le rôle d'un niveau de base local. Ils doivent leur physionomie et leur dimension à une flexure pour le versant d'Ammotopos, à un gauchissement à court rayon de courbure pour le Mutsoraki qui pour le Mont arakinien s'accompagne d'un rejeu de faille. Ce dernier type établit une transition avec les parois calcaires.

2. Le développement des pentes d'érosion convexes sur les versants structuraux plissés ou faillés est lié à la stabilité du niveau de base.

La genèse de la convexité semble associer la fragmentation de la roche à l'accumulation corrélative d'éboulis. Dans le Xérovouni les propriétés structurales font que le façonnement des pentes et la production d'éclats rencontrent des conditions favorables. Elles découlent de la lithologie et du type de versant originel. Ainsi les pentes sont aussi des formes d'érosion développées sur des versants stabilisés et liées à des processus d'érosion mécaniques. L'apparence est-elle réelle ?

2.1. Les versants convexes, formes de versant d'érosion.

On peut l'affirmer en démontrant que ces versants se sont affranchis des données structurales. Un premier type recoupe les flancs structuraux d'un pli. Un second type, des escarpements tectoniques.

2.1.1. Les versants qui recoupent les flancs structuraux normaux.

La convexité résulte de processus d'érosion et détermine l'apparition de versants qui constituent une transition morphologique entre les versants structuraux et les versants régularisés. Le recoupement des couches déclives par le versant et l'importance de la retouche apportée par l'érosion

sont fonction du pendage des couches, de la pente et de l'exposition du versant.

Si le pendage présente une valeur approchée de celle de la pente d'équilibre du versant, donc si l'angle est fermé, la part de l'ablation est réduite. La production d'éclats est faible et l'éboulis est peu fourni. Si à l'inverse le pendage présente une valeur qui s'éloigne de celle de la pente, donc si l'angle est ouvert, la quantité de débris accumulés en bas de versant est plus grande et le talus d'éboulis plus fourni.

L'exposition en outre peut jouer. La neige est plus abondante sur une pente faible, mais le manteau neigeux fond plus rapidement si cette pente est exposée au soleil. L'amenuisement des débris est alors plus rapide et en conséquence leur abondance peut être moindre.

Quand on constate une inégalité réelle dans le volume des éboulis sans que l'exposition du versant soit déterminante, il semble qu'il faille tenir compte aussi du type de versant, c'est à dire de la pente déterminée par les conditions structurales. En effet la pente contraire multiplie les corniches aval et augmente la quantité de débris. La pente conforme au pendage freine leur mouvement en multipliant les obstacles, tout en facilitant leur micro-fragmentation. Les différences granulométriques et volumétriques des cônes correspondent à cette disposition.

Il est ainsi possible de définir :

- les versants exagérés dont la pente est supérieure à 30°.
- les versants atténués dont la pente est inférieure à 30°.

En outre tous ces versants ont pour caractères communs de se raccorder à des paliers structuraux ou à des cuvettes fermées et d'être à l'écart des grandes vallées fluviales et des régions tectoniquement instables.

2.1.2. Les versants convexes qui recoupent les escarpements de faille.

De tels versants affectent des escarpements tectoniques. La plupart sont dans le Xérovouni localisés au périmètre des massifs. Dans certains secteurs, la convexité s'est affranchie des influences directes de la tectonique. Selon l'importance de la tranche de calcaire enlevée et selon la trame tectonique, il est possible de distinguer deux types de versants convexes.

- les versants des escarpements atténués (Fig. 38, p.174)

Ils recoupent les escarpements dus à une faille. Ces rampes sont atténuées par l'érosion à leur sommet qui est une convexité, et à leur base par des dépôts de bas de pente.

Le développement de tels versants reflètent aussi les conditions de leur exposition. Le réseau tectonique NW-SE fait qu'ils regardent vers le SW. Ces versants chauds de fin d'après-midi montrent un émousé très poussé des angles structuraux. Le pendage aval de son côté facilite cette évolution.

- les versants des escarpements uniformisés (Fig. 38, p.174)

Ce type dérivé de la classification de J. Demangeot (55) désigne des versants dont l'évolution est comparable à celle des précédents, mais leur situation tectonique originelle est plus complexe. Il s'agit en effet d'escaliers de failles dont tous les miroirs ont été recoupés par un plan d'érosion. En fait, il s'agit d'une topographie dégradée et gauchie ultérieurement, car ces versants uniformisés doivent leur profil à une flexure tardive (Cf. Planche Photo n° 1 H.T.).

Ces versants ont pour caractères communs de dériver d'accidents tectoniques antérieurs à la convexité et de se raccorder à des niveaux de base locaux stables.

2.2. Les escarpements au sein des versants convexes (Fig. 38).

Tous les types précédents concernent des pentes dont la convexité a été pleinement réalisée de la base au sommet. Il existe des secteurs où cette continuité de la pente peut être interrompue par des corniches et des vires. Celles-ci peuvent avoir plusieurs origines :

- mise en relief de couches plus résistantes par érosion différentielle.
- érosion imparfaite de reliefs résiduels indurés par des calcaires.
- rejeux tectoniques postérieurs à l'atténuation.

Les trois exemples suivants illustrent les trois cas énumérés.

- les versants à corniche d'ablation différentielle. Ainsi le flanc SE du Stanos est un versant atténué marqué par une légère corniche, haute de quelques mètres et située vers 450 m. Cette dernière correspond au contact entre les calcaires du Sénonien et le Vigla. Le dégagement d'une corniche par

érosion différentielle est liée à une dégradation plus poussée du calcaire de Vigla. Les argiles ont permis une gélivation différentielle d'autant plus active que le versant regarde vers le N. versant froid d'après midi.

- Le versant à corniche résiduelle de résistance. Ainsi les grands escarpements de faille dont la gènèse a accompagné le soulèvement du *Mutsoraki*, ont été recoupés par un versant qui équivaut à un grand versant convexe. Leur profil est imparfait en raison de la présence de corniches. L'une est sommitale, l'autre recoupe obliquement la pente.

Ces corniches sont peu élevées, discontinues et démantelées par des alvéoles karstiques. Leur paroi est indurée par un calcin ferruginisé. En regard du commandement du versant qui peut atteindre 800 mètres, elles ne constituent que des accidents mineurs d'une dizaine de mètres. L'obliquité de la corniche médiane par rapport aux strates calcaires exclut l'éventualité d'une influence lithologique sous la forme d'un banc plus résistant et moins gélif. Pour la corniche sommitale, en revanche, on peut envisager cette éventualité en raison du calcin qui indure sa paroi. A l'origine toutefois, elle a pu résulter de l'exhumation d'un ancien plan de faille.

La convexité due à l'érosion a donc une valeur chronologique, vis à vis du dernier accident tectonique qui affecte le versant.

- Le versant composite. Le morcellement structural et l'instabilité tectonique du *Xérovouni méridional d'Acarnanie* font que le rebord du Mont Arakinien présente des profils complexes. On y trouve associés des abrupts, des replats et des secteurs convexes. Cette accentuation de la tectonique s'explique par la proximité du *Xéroméros*. Ce type de transition met en lumière l'influence de l'instabilité tectonique du niveau de base pour rendre compte de l'imparfaite réalisation du modèle convexe.

Ces différents types de versant montrent que les corniches ne sont pas forcément liées à la néo-tectonique. Les indurations superficielles expliquent l'irrégularité de la convexité malgré la stabilité certaine du versant. Il s'agit de savoir par quels processus ce modèle peut se développer.

3. La convexité du versant est en relation avec le passé climatique pleistocène.

Si ces versants se sont peu à peu affranchis des données structurales (lithologique et tectonique), ils le doivent à des systèmes morphogéniques variés où la fragmentation du calcaire concurrence la corrosion kars-tique.

3.1. Les processus morphogéniques d'origine mécanique.

La fragmentation des calcaires en plaquettes est d'origine cryo-clastique.

- le litage et la microfissuration ainsi que le diaclasage tectonique et les bombements structuraux secondaires concourent à intensifier l'action de la fragmentation. (J. Tricart, 152).

- les plaquettes ont un contour anguleux, une épaisseur de 2 à 3 cm, une largeur de 10 à 20 cm. Les plus nombreuses sont grandes comme une main. Ces *clint* peuvent se débiter en fragments encore moins épais. En outre elles révèlent des faces imprégnées de pyrolusite. Ces dentrites sont les témoins d'une circulation d'eau. Cette dernière a déposé le manganèse prélevé dans les silicates (J. Aubouin et al. 06). On est donc assuré de la présence d'humidité dans les calcaires au moment de la fragmentation, présence indispensable pour expliquer le bris de la roche par le gel. Ces calcaires sont en même temps propices à la microgélivation, du fait de la finesse de leur pâte constituée de lits de quelques millimètres.

Les plaquettes qui pavent les versants, sont en outre accompagnées d'éclats plus petits, anguleux, tétraédriques ; les faces ont 1 à 2 cm de plus grande largeur. Les éclats sont libres ou cimentés sur les surfaces des bancs ou bien accumulés et jointifs dans les rainures des lapias dont ils sont un des remplissages. Cette diversité de situation prouve la permanence du processus puisque les gélifracts actuels se mêlent à des apports anciens. Ainsi les conditions lithologiques ont favorisé la régularisation du profil et ont réduit le rôle de la gélivation différentielle sauf dans les lapias (P. Gabert et J. Lautridou, 80).

La fragmentation du calcaire en plusieurs classes granulométriques comparables à celles définies par les expériences de Y. Guillien et J. Lautridou (92) pour des roches calcaires comparables font dire que le gel a été en partie responsable de ce modelé. On aurait donc des versants périgla-

caires. Cependant le profil est convexe par rapport à la pente de Richter présentée comme le versant type périglaciaire. Ces versants définis par P. Birot (17) comme des talus-glacis ayant une pente de 30° - 35° sont rares dans le *Xérovouni*, même si la valeur de la pente des versants réglés est variable puisqu'elle change selon la nature des calcaires. Au Moyen-Orient, E. de Vau-mas a relevé des pentes réglées qui présentent une inclinaison de 15° à 32° . J. Nicod (127) donne d'autres exemples tirés de la Provence atteignant 39° . Dans le *Xérovouni*, les pentes sont généralement inférieures à 30° et leur inclinaison peut atteindre un angle voisin de 20° . Pour notre part nous retenirons comme définition du versant réglé celle qui fait intervenir pour le versant une valeur de pente semblable à celle des accumulations. Est donc réglé tout versant qui a la pente de l'éboulis à sec qui se trouve à son pied. Or ce n'est pas le cas pour les versants convexes qui ont une pente plus forte que celle des dépôts comprise entre 15° à l'amont et $3-4^{\circ}$ à l'aval.

Il semble donc que les versants convexes ne soient pas uniquement d'origine cryo-clastique.

Si certains dépôts de pente proviennent d'une gélifraction qui s'est exercée sur une pente à nu, les plaquettes actuelles proviennent d'une fragmentation d'origine mécanique par les racines et d'origine physico-chimique par les argiles. Les altérites des calcaires peuvent contenir 10 à 20 % de montmorillonite et autant d'argiles dites complexes gonflants dont on sait le pouvoir de dilatation par hydratation (G. Millot, 124).

La distribution des plaquettes sur la pente ou pavage découle du ruissellement qu'oriente et organise le tapis végétale discontinu. Ainsi la convexité peut actuellement se poursuivre sous un climat de type méditerranéen et sous un régime de rhexistasie superficiel.

De surcroît, le développement latéral des versants a été réduit par l'érosion linéaire. Les ruz et les vallons de fracture ont brisé la continuité des plans d'érosion aréolaire. Ils sont responsables de la formation d'interfluvès orientés perpendiculairement à l'axe des grands versants. De telles entailles montrent que l'évolution du versant dépendait aussi de la fonte rapide d'un manteau neigeux. L'usure ne se fait donc pas par les seuls processus d'origine mécanique sous climat froid mais dépend aussi d'un ruissellement à partir des taches de neige ou des névés.

Ainsi l'imperfection de la planation est le résultat des variations climatiques du Quaternaire et de la stabilité tectonique du versant.

Les processus morphogéniques sont d'origine mécanique et le plus généralement d'origine périglaciaire. La fragmentation de la roche et la microgélivation l'attestent. Mais le profil n'est pas caractéristique d'un milieu froid et très humide. Il faut y ajouter l'action d'un ruissellement épisodique qui relève d'un climat froid et sec comme le suggère la steppe à armoises de la région de Jannina.

Ces processus se sont développés sur des versants stabilisés constitués au cours des phases tardi-tectoniques. En effet, dès qu'interviennent les effets de la néo-tectonique, le versant comporte des corniches. L'incompatibilité de ces deux types de pente provient du fait que les processus périglaciaires pourtant les plus efficaces (J. Tricart, 1952) n'ont pu effacer en raison de leur jeunesse les miroirs frais.

De même ces versants se caractérisent par des accumulations détritiques relativement peu fournies étant donné leurs dimensions. Pour rendre compte de la forme, il faut donc tenir compte de la diversité des dépôts de pente, de l'accumulation des argiles résiduelles et des aspects des lapiés. Autrement dit, la convexité du versant dépend aussi des modalités de l'érosion karstique. Celle-ci a pu varier quand on constate que les lapias ont été décapités et surchargés de lapiés de ruissellement.

3.2. L'enseignement des dépôts de pente, des dépôts endogés et des accumulations de bas de versant.

Sur les pentes dénudées des grands versants convexes se trouvent des fragments calcaires qui peuvent aider à reconstituer plus exactement les processus responsables de la convexité des versants. De même leurs bases sont atténuées par des accumulations détritiques largement épandues. Ainsi les particularités et les caractères sédimentologiques de ces formations diverses conduisent à présenter une typologie des formations superficielles ou endogées qui sert à établir une stratigraphie du Quaternaire en Grèce Occidentale. (cf. Chap. 9).

3.2.1. Les dépôts de pente.

On peut distinguer les dépôts actuels mobiles et les dépôts anciens indurés.

a) les dépôts mobiles

Le versant actuel est une mosaïque de surfaces à vif et de plages couvertes de formations pierreuses ou argileuses.

Les surfaces à vif sont de deux sortes. Les unes correspondent au calcaire en plaquettes, les autres à des dépôts de pentes indurés qui constituent des surfaces structurales postiches. La convexité du versant affecte les unes et les autres.

Les dépôts mobiles pierreux n'intéressent que les affleurements calcaires car les surfaces indurées d'origine détritiques sont plus résistantes que les surfaces de l'autochtone. L'apparition de ce paysage est due au fait que les pentes convexes enveloppent des lapiés structuraux qui évoluent par décapitation.

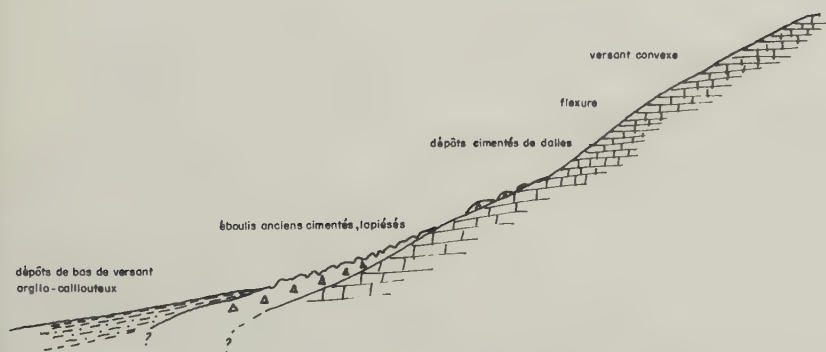
Les plages argileuses correspondent à un sol résiduel rutilant ou à un sol brunâtre enrichi de plaquettes. L'érosion y détruit le régosol et la végétation et entraîne les altérites.

Sur de tels versants le ruissellement diffus de surface rend le pavage calcaire mobile et entraîne les argiles. Il se prolonge par une percolation fissurale qui explique la coloration du calcaire et l'enrobe d'un calcin.

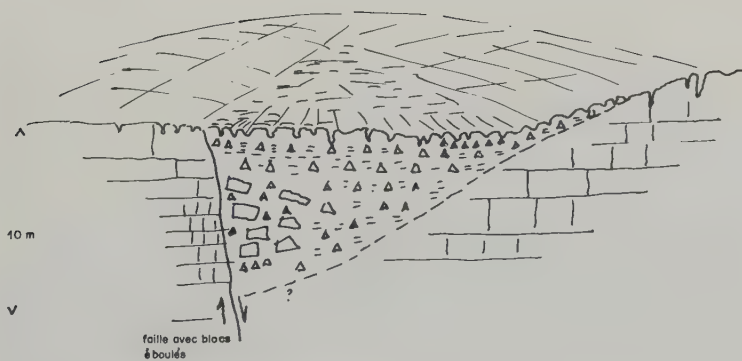
Deux processus affectent donc la pente actuelle : l'un en surface agit par fragmentation et par ruissellement, l'autre en profondeur par dissolution et induration de la roche. Le calcin toutefois n'est pas un élément de protection définitif. Les argiles gonflantes le réduisent par désagrégation mécanique.

Sur ces versants en régime de rhéostasie épidermique, les surfaces nues indurées et détritiques restent les plus résistantes. Il s'établit à l'échelle du versant une érosion différentielle qui à terme peut engendrer un relief inversé bien que pour l'instant les nappes indurées soient intégrées au modelé.

Les dépôts de pente des versants convexes.



A — Coupe du Bistisanika



B — Versant convexe et dépôt induré, lapiésé et logé dans une incision.

b) les dépôts de pente indurés

On peut y distinguer les dépôts de surface et les dépôts piégés par les rainures des lapias ou dépôts endogés puisqu'ils se situent encore sous la surface actuelle du versant.

b 1) les dépôts de surface

Ils sont de deux types. Les uns reposent sur les dalles calcaires. Les autres comblent des vallons. Les uns et les autres sont enveloppés par la convexité du versant. Ils ont en outre pour caractère commun de ne jamais former des affleurements continus comme les nappes indurées des parois calcaires. Mais bien que discontinus et dispersés, par analogie de faciès et d'évolution, ils peuvent être considérés comme faisant partie de la même famille.

b 2) les dépôts indurés de dalles (Fig. 39 a, p.180)

Sur le versant du *Mutsoraki*, au dessus du village de *Vistisanika*, de tels dépôts se raccordent à un versant convexe. Ils comprennent deux types de formations.

La première est une nappe de brèches qui s'incline vers le lac d'*Ambracie* selon une pente de 10° - 15° . Elle est formée de blocailles calcaires hétérométriques d'origine cryoclastique. Le dépôt est altéré, rubéfié, consolidé par un ciment et lapiésé. Il s'intègre dans le modelé général du versant qui est en amont cependant d'une déclivité plus forte, difficile à raccorder à la pente de la brèche.

Ces brèches résultent de l'érosion d'un escarpement tectonique par ablation cryoclastique. Elles portent en outre les marques d'une dissolution sous un sol d'après les lapias qui l'affectent. Ensuite elles ont été intégrées lors d'une phase de rhexistasie dans un nouveau modelé peut être après un léger gauchissement du versant.

La pente, ayant alors gagné une certaine tension de profil, a pu être à nouveau érodée. Sur la pente déséquilibrée et exagérée, les altérites ont glissé et construit un nouveau talus détritique, cette fois-ci de bas de versant. Ce deuxième type de dépôt de pente est formé de débris calcaires semblables aux plaquettes anguleuses et homométriques actuelles. Peu altéré, peu rubéfié, nullement cimenté, il contient des lentilles d'argile lithochrome à sa base. Il est le produit d'une deuxième attaque du versant. Alors que le premier talus détritique est plaqué contre la pente et constitue

un tablier, le deuxième, à l'aspect d'un cône évasé, se situe au débouché d'une incision. Il appartient à la famille des dépôts de bas de versant examinés ci-après.

Au terme de cet exemple on peut affirmer que le versant convexe est le résultat de plusieurs systèmes morphogéniques successifs. Le tablier induré est le résultat d'une cryoclastie ancienne. Les lapias, les formes d'une intervention bio-pédogénique postérieure. Les cônes argilo-caillouteux, le résultat d'une dénudation plus tardive et complète du versant.

Si cet exemple permet de définir déjà un ordre d'apparition des dépôts et du modelé, les exemples suivants aident à mieux définir les processus morphogéniques de ces épisodes successifs.

b 3) les dépôts indurés logés dans les vallons (Fig. 39 b, p.180)

Ce type est constitué de dépôts parfois très épais, comme enchâssés dans le versant et intégrés dans son modelé convexe. De telles accumulations s'observent autour des villes d'Amphilokhia, de Vonitsa, d'Argostoli à Céphalonie.

Le gisement d'Amphilokhia-Sardinia est une brèche de pente épaisse (75 m), aux éléments hétérométriques. Elle est rubéfiée, lapiésée en surface et indurée par un ciment qui ne laisse aucun vide entre les blocailles. La formation comble un vallon dissymétrique dont l'un des flancs est un miroir fossilisé par la formation détritique.

Dans le détail, cette brèche est composée à sa base d'un matériel anguleux tétraédrique, peu émoussé dans lequel viennent s'intercaler des blocs de l'ordre du mètre cube ou du demi-mètre cube. Le matériel plus fin l'emporte en revanche sur l'autre versant où il s'ordonne en lits grossiers ou en lentilles. On peut considérer que les blocs sont la conséquence d'éboulements et que les brèches grossièrement litées représentent les racines et le corps d'un tablier latéral piégé dans la vallée de fracture. Cet exemple montre que l'intervalle de temps entre l'apparition du miroir et sa fossilisation est négligeable et que la crise tectonique a coïncidé avec une crise climatique. Celle-là assoupie avant le terme de celle-ci, le miroir a été fossilisé par les nappes détritiques.

Le tablier détritique fut par la suite lapiésé autant que le versant et les figures du karst du calcaire se prolongent dans le matériel induré qui a donc subi les effets d'une période chaude ultérieure.

Si on revient sur les aspects du tablier, on se rend compte que la mise en place a été le résultat de plusieurs processus.

- la sismicité des escarpements autant que la gravité ont été responsables de la présence des plus gros blocs.
- pour le matériel disposé en vrac, le ruissellement joue un rôle négligeable mais la pesanteur est en revanche déterminante.
- pour le matériel plus lité, l'eau joue un rôle intermittent. En effet son action sur le versant semble se partager entre le ruissellement de surface diffus, parfois concentré et un écoulement endogé.

Le premier processus responsable des strates ne semble pas avoir été très efficace puisqu'il s'est montré incapable de déblayer le thalweg en raison d'un pavage d'origine sismique supérieur à sa compétence. Le plein régime ne devait être atteint qu'au moment de la fonte des neiges et se tarir en été. Les brèches à ce niveau se définissent en effet par le pêle-mêle des éléments, par la persistance de l'angulosité et par une stratification lenticulaire grossière. Ces nappes de cailloux ne sont constituées sous un climat propice à la gélifraction quand l'eau était en suffisance, sans doute au printemps lors de la fonte nivale et à l'automne quand les températures déclinaient. La fissuration du calcaire devait en même temps gêner la concentration des eaux au fur et à mesure que le manteau neigeux se réduisait. Les lapiés pouvaient alors se développer. Il suffisait d'une période plus sèche c'est à dire des hivers à couverture neigeuse moins abondante pour que les lapiés fussent détruits et que la convexité de versant se développât. Les lits alternés des brèches correspondent ainsi à une succession d'hivers froids et humides qui favorisaient la dissolution nivale (P. Birot, 22) et d'hivers froids et secs qui facilitaient la gélifraction. En raison de leur alternance, l'un et l'autre processus contribuèrent à la constitution du tablier.

L'infiltration rend compte de la cimentation des brèches. Les eaux froides karstiques qui sourdent en cours d'été dans les tabliers réchauffés, devaient déposer rapidement le calcaire dissous. L'induration des tabliers est ainsi syn-sédimentaire. Ce processus semble surtout avoir fonctionné lors de la deuxième crise froide. On remarque en effet que les versants calcaires sont ramenés au niveau du matériel induré et qu'ils sont enduits d'un calcin parfois très épais comme à *Argostoli*. Il semble étant donné les faibles apports latéraux qu'une deuxième crise caractérisée par une dissolution infranivale

efficace soit à l'origine du modelé convexe.

Ainsi ce comblement de thalweg apporte sur les processus les indications suivantes. Mise à part l'instabilité tectonique, la gélification et la dissolution infranivale sont responsables du comblement du thalweg et de l'usure des versants. L'alternance en cycles peut rendre compte du développement de la pente convexe. La corrosion karstique l'a marquée lors de la période chaude intercalaire. On peut toutefois nuancer cette conclusion en faisant remarquer que la première crise froide a dû être plus humide que la seconde sans doute plus sèche.

Avant de conclure, il faut examiner l'évolution des lapias. Ceux-ci peuvent se développer au cours d'une période de rhexistasie. Mais ils peuvent s'agrandir au cours d'une période de biostasie. Les différents remplissages qui comblent les rainures, permettent de situer l'apparition de ce modelé au sein des événements qui ont contribué au développement de ces versants.

3.2.2. Les dépôts endogés.

Ces dépôts s'observent sur les versants qui conservent les effets de la période de biostasie consécutive à la phase de rhexistasie génératrice des tabliers indurés.

Dans les rainures des lapiés on trouve les formations suivantes :

- leurs fonds sont atténués par une argile rouge résiduelle et décollée des parois . Un tartre calcaire en draperies ou en enduit, parfois même de la calcite, surcharge les faces des lapiés. Des nodules ou des amas diffus de carbonate pénètrent les argiles. Cette situation est très fréquente dans les lapias du Stanos, du Mont arakinien, du Pantokrator de Corfou et de l'Aïnos de Céphalonie.

L'analyse de l'argile résiduelle montre que ses particules sont très fines (plus de 70 % à 80 % des particules sont inférieures à 2 μ), et qu'elles sont en raison de leur granulométrie le résidu d'un filtrage par descensus. L'exoscopie selon l'expression de L. Le Ribault (110) des quartz détritiques (L. Barbaroux et B. Bousquet,⁴⁰) permet d'observer sur leurs faces un enrobage de silice et des figures de corrosion réalisées aussi bien au détriment du cristal que de son enrobage siliceux. Tout se passe comme si, après un dépôt de silice par saturation, il y avait eu remobilisation par-

partielle de celle-ci. Les analyses diffractométriques révèlent la présence d'une kaolinite très bien cristallisée, témoin d'un sol hérité d'une période chaude et humide. Ce sol diffère donc du sol brun superficiel à structure plus grumeleuse, moins riche en kaolinite et plus fourni en illite et chlorite. On constate que ce dernier se développe en fait sur un lapias que défigurent des lapiés de ruissellement ou des lapiés de fissure. Autrement dit, le sol brun masque un lapias surchargé de formes karstiques développées plus tardivement. La dégradation karstique la plus récente n'altère pas la convexité générale du versant qui fut donc acquise auparavant. L'a-t-elle été en même temps que s'organisent les ruz ?

Ces incisions avivent une topographie dont la convexité des interfluvies est plus sous-tendue que la déclivité des versants de vallons. Une rupture de pente très ouverte signale cet emboîtement de topographies fuyantes. Le modelé sommital réalisé avant l'incision des chenaux a été dégradé par les lapias les plus profonds semblables à des lapiés bio-pédogéniques. Il faut donc estimer que les ruz incisent une topographie déjà dégradée par les lapias bio-pédogéniques.

L'ouverture de ces thalwegs a pu se faire en période de rhexistase ou de bio-rhexistase. Les débris calcaires dont une partie pouvait disparaître dans les lapias endogés révélés, n'étaient pas dissous et transitaient sur les versants dénudés. Cette période succédait elle-même à une phase de fort ruissellement qui avait entraîné les sols. La fragmentation et le ruissellement spasmodique révèlent un climat froid, à humectation fréquente et à alternances gel-dégel répétées mais saisonnières. Ces conditions sont proches d'un climat de montagne à manteau neigeux souvent renouvelé ou à pluies de saison froide. Pour l'incision des ruz il faut au contraire que soit réalisé un équilibre entre le maintien d'un sol qui devait être suffisamment continu pour gêner l'infiltration et la révélation du calcaire qui devait être suffisamment avancée pour activer l'incision. Les ruz précèdent donc de peu l'enfouissement des esquilles dans les lapias. La présence de la lépido-crocite correspond sans doute à cette période d'hydromorphie des sols (P. Ségalen, 1950).

L'induration des parois, l'engorgement par calcin et calcite, les concrétions carbonatées des argiles montrent que la dissolution et l'infiltration l'emportaient peu à peu cette fois-ci. On aurait là les indices

d'une période humide aussi bien tiède que froide si on tient compte de la dissolution infranivale. A cette période succède une période plus sèche mais à l'humidité relative importante pendant laquelle se constituait un encroûtement superficiel sur les dalles et dans les lapias. L'illite, la montmorillonite et les interstratifiés gonflants peuvent à ce moment avoir enrichi les argiles résiduelles des lapias. La sidérose, carbonate pauvre en fer est liée, semble-t-il, à cette ambiance climatique. On a sans doute ici la preuve qu'une certaine dissolution du calcaire est possible sous un climat sec à condition que l'humidité relative soit élevée et que les poussières halines (présence de gypse dans les argiles) aident à la préparation superficielle du calcaire par désagrégation.

Sur ces versants on observe donc une concurrence très active entre la gélification, la corrosion infranivale et bio-pédogénique et la dissolution de période plus sèche. La convexité des versants est donc le résultat d'une succession de processus étalés dans le temps.

Lors d'une première période froide et humide à cryoclastie généralisée se sont développés ces versants. Leur forme s'est perfectionnée lors d'une période bio-altérante dont les lapias profonds sont les témoins. La convexité s'est maintenue au cours de la période de rhexistasie suivante. On peut y distinguer une première phase humide pendant laquelle les sols ont été entraînés, une deuxième phase plus froide où les processus cryo-nivaux ont été actifs et où les versants se sont usés plus vite que les thalwegs n'ont été incisés. Lors d'une période plus tiède et plus sèche mais à humidité relative élevée, le modelé a été mis sous scellés par des calcins. La dernière période froide a faiblement retouché ce modelé et n'y a développé qu'un karst superficiel.

Le palimpseste (P. Birot, 12) peut se préciser avec l'étude des dépôts de bas de versant.

3.2.3. Les accumulations de bas de versant.

Il y a peu d'éboulis de gravité ou d'éboulis ordonnés dans le Xérovouni. Ceux-ci se localisent dans les gorges où leur présence contribue à expliquer l'apparition du réseau hydrographique. En revanche l'accumulation des débris arrachés aux versants sous forme de grands cônes de déjection est

un trait caractéristique des régions des calcaires en plaquettes.

Dans le *couloir étolien* de vastes tabliers de forme conique se raccordent aux vallons qui incisent très inégalement les versants. Malgré leurs dimensions (2 km²), leur pente comprise entre 12-15° et 5-4° est généralement trop forte pour qu'on puisse les qualifier de glacis. Leur âge quaternaire peut être considéré comme certain puisqu'ils surmontent des sédiments pliocènes (Cf. Carte H.T. Acarnanie : Montagne d'*Amphilokia*).

a) la répartition des cônes de déjection.

En *Acarnanie* par exemple, le *Stanos* en compte à la base de son flanc oriental une quinzaine (1 km² chacun). Le versant ouest du *Mutsoraki* possède les cônes qui sont à la fois les plus nombreux (24) et les plus largement étalés (2 km x 1,5 km). Ces cônes dont la coalescence explique le tracé festonné du lac d'*Ambracie*, s'épanouissent de plus en plus vers le Sud en même temps que les pentes auxquelles ils se raccordent, augmentent de tension et d'énergie. En revanche la base du *Mont arakinien* n'offre que des dépôts fragmentaires et démantelés. De même on note l'absence de cônes sur le pourtour septentrional du *Stanos* en bordure du golfe d'*Ambracie*. Les versants convexes plongent directement sous le niveau de la mer. Ce fait confirme que les cônes se sont constitués en période de régression au cours d'une phase de rhexistasie, puisque c'est autour des fossés endoréiques plus stables et insensibles aux variations eustatiques que se situent les formes les mieux conservées. Pour l'*Epire*, on peut faire les mêmes observations autour de *Filiatès*, de *Jannina*, etc...

b) les matériaux de ces accumulations.

Leur étude peut se faire à l'aide d'un certain nombre de coupes.

coupe de Stanos

Sous le village de *Stanos* s'étend un vaste cône qui se termine au lac par un large éventail et en amont par une pointe dirigée vers un chenal peu profond.

Sa base visible est constituée d'argiles lithochromes disposées en lentilles très vastes. Elles forment des niveaux assez constants. Les petits éclats de silex sont disposés en vrac au sein de la matrice. On ne peut y observer de strates. Les argiles vers le sommet sont ravinées par des lentilles formées de plaquettes de calcaire et de silex. Elles ont une épaisseur variable entre le mètre et le demi-mètre et ne forment pas un niveau régulier.

Au contraire elles se disposent sans ordre, parfois très proches les unes des autres, parfois séparées par des couches argileuses très minces. Le long des lits des torrents qui les incisent, on peut les suivre en profondeur. Elles ont plusieurs mètres de long (10-20 m) et se terminent par un amincissement en forme de fuseau. Elles peuvent être aussi incisées et ravinées par d'autres lentilles que séparent de fins lits caillouteux légèrement émoussés. Elles jalonnent donc d'anciens chenaux divagants qui charraient un matériel caillouteux calcaire, assez homogène, nullement altéré et disposé en lits rudimentaires. Le sommet du dépôt est entièrement pierreux.

Le cône montre donc une base argileuse aux éléments fins et un toit plus caillouteux en même temps que la granulométrie des constituants augmente que les lits s'organisent et qu'un écoulement de type torrentiel s'impose.

coupe de Paliokastritsa

La base du versant est occupée par un large cône de déjection à l'intérieur duquel se trouvent deux sortes de sédiments :

- des brèches anciennes qui sont en tout point comparables à celles de *Visti-sanika*, représentent à nouveau la base du talus induré. Cette disposition fait supposer une déformation ultérieure. Un certain litage caractéristique d'un remaniement aquatique lacustre ou torrentiel y est en outre observable. Mais ce talus est démantelé et sa dislocation ne permet pas d'observer nettement l'emboîtement des séries détritiques.
- des dépôts argilo-caillouteux en aval, rappellent le cône de *Stanos* et ravinent partiellement les brèches. La nouveauté est l'apparition au sommet d'un horizon pédologique brun-rouge et peu épais.

Coupe de Mavrostéfania.

Une coupe située à proximité de la terminaison méridionale du lac d'*Ambracie* permet d'ordonner les éléments stratigraphiques observées sur l'une et l'autre rive.

- on y trouve des brèches anciennes qui comprennent cette fois en aval une portion plus importante d'éléments argilo-caillouteux et sableux. Tout se passe comme si les brèches arrivaient dans une nappe d'eau, le sable provenant du remaniement des sédiments pliocènes tout proches. On a donc ici une preuve de l'existence du fossé endoréique étolien dès le Quaternaire moyen, et de la postériorité des brèches indurées vis à vis du Pliocène.

Ce talus est raviné par un cône lithochrome. La superposition et non l'emboîtement de ces deux séries révèle la déformation ultérieure du tablier induré. Ainsi les corniches obliques que l'on observe au-dessus de ce secteur, sont des miroirs frais assez indurés par des calcons pour subsister malgré les érosions successives du Pleistocène récent.

- le cône argilo-caillouteux lithochrome est banal.

- son toit est constitué d'un matériel sub-anguleux plus frais, dont l'étalement détermine la forme actuelle du cône.

Cette coupe permet de mieux distinguer la phase finale du remblaiement. Ainsi pour certains cônes le toit est plus récent que les nappes caillouteuses contenues dans les formations argileuses. Cette particularité s'explique ici par une situation topographique locale. Le versant se débite en plusieurs panneaux en raison de failles transverses dont les lignes de fracture ont servi de drains aux torrents. Leurs charges se sont étalées en cônes dans le fossé (Carte H.T, coupure couloir étolien).

Des dépôts qui présentent des caractères communs à ceux du *Mut-soraki* se remarquent aussi à la base des autres versants convexes du *Xérovouni*. Les analyses thermiques différentielles des argiles de plusieurs de ces cônes dispersés de l'Albanie au golfe de Corinthe sont à ce point similaires qu'on pourrait douter de la pluralité des échantillons traités. La granulométrie des sédiments fins montre aussi l'identité très poussée de ce matériel transporté avec les argiles rutilantes des lapias. Tous ces indices font dire que nous avons à faire aux membres d'une même famille dispersée.

Si leur origine est semblable, leur histoire se différencie à partir du cadre topographique. On peut en conclure que les versants convexes par rapport aux versants de profil plus tendu possédaient vis à vis des systèmes morphogéniques tardifs un profil proche de l'équilibre.

3.3. . Caractères généraux et signification des accumulations.

L'examen des accumulations du *Xérovouni* conduit à reconnaître quatre types de dépôts et permet d'établir une première succession stratigraphique.

- les brèches altérées, rubéfiées, cimentées et lapiésées.
- les dépôts argilo-caillouteux très rouges auxquels se mêlent des éclats de silex.

- des nappes caillouteuses cimentées ou pas, toujours formées de plaquettes de calcaire.
- une deuxième nappe apparaît à condition que le bassin-versant soit constitué de versants à la convexité plus rudimentaire.

Les brèches toujours appuyées sur le calcaire en plaquettes correspondent à des talus d'éboulis dont la base a pu être reprise par colluvionnement ou par ruissellement. Les cônes argilo-caillouteux présentent tous les caractères d'un épandage d'anciens sols par des coulées boueuses. Les nappes caillouteuses correspondent à des épandages de type torrentiel.

Les cônes argilo-caillouteux peuvent apparaître localement emboîtés ou superposés. Ces deux modes de relation confirment une déformation qui pourrait se situer aux cours de la formation des assises argileuses. L'épaisseur de la nappe caillouteuse terminale en résulterait.

La chronologie stratigraphique se déduit des données lithologiques :

- les brèches indurées sont les accumulations les plus anciennes. Elles ont subi une dégradation d'origine pédologique.
- les cônes argilo-caillouteux lithochromes ont succédé aux brèches.
- les épandages caillouteux quand ils sont en accordance avec l'assise argileuse, lui sont immédiatement contemporains. Les nappes en légère discordance se sont étalées après un laps de temps plus ou moins long.

4. Signification morphogénique des versants convexes.

Le grand développement des versants convexes, la diversité de leurs dépôts de pente et l'ampleur des cônes de déjection qui les prolongent, constituent les traits principaux du modèle des calcaires en plaquettes.

L'analyse typologique des versants met en évidence un affranchissement progressif vis à vis des données structurales puisqu'on peut distinguer :

- les versants dont la convexité est déterminée par les conditions structurales d'origine lithologique ou tectonique.
- les versants dont la convexité ne doit plus rien à la structure.

Elle a mis aussi en évidence l'absence de véritables pentes de Richter et la présence des versants à déclivités comprises entre 20 et 30°.

Ces versants peuvent se regrouper en deux catégories distinctes :

- les versants dont la convexité est complète. Ceux-ci comportent selon le pendage des versants atténués ou exagérés.
- les versants dont la convexité est incomplète. On y trouve les versants à corniches résiduelles, à corniches d'érosion différentielle et les versants composites à vires et plans gauches.

On peut ainsi définir des régions à grands versants convexes. Les gradins d'*Épire* se définissent par des versants à convexité régulière. En *Acarnanie* la diversité est plus grande. Le *Stanos* présente des versants convexes atténués et des versants à corniches d'érosion différentielle. Le *Mutsoraki* est bordé par des versants convexes uniformisés et à corniches de résistance. Le *Mont arakinien* comporte des versants exagérés et des versants composites.

La répartition régionale montre que la convexité complète est de moins en moins bien réalisée du Nord vers le Sud dans la zone ionienne orientale. Cette différence s'explique par la plus grande proximité du *Xéroméros* en *Acarnanie*. Mais aussi par des effets d'exposition et de limites climatiques. On constate en effet un assèchement du climat de l'*Épire* vers l'*Acarnanie* en raison de la présence des golfes de *Patras* et d'*Arta*. Ceux-ci provoquent en regard des chaînons parallèles du littoral une divergence des basses couches de l'air et un affaissement desséchant. *Paramythia* a un total de précipitations de 1 150 mm par an, *Arta* , 800 mm par an et *Patras* 700 mm par an.

Les caractères des talus détritiques révèlent l'instabilité tectonique du Quaternaire ancien et l'intervention d'une première érosion dont les brèches anciennes sont les dépôts corrélatifs en partie. Les cônes argilo-caillouteux sont une série de rhexistasie postérieure à une phase de biostasie. Ils sont aussi contemporains d'une nouvelle instabilité tectonique. Ainsi les versants convexes ont pour la plupart une morphologie qui dérive de trois crises tectoniques. Deux peuvent être considérées comme des séquelles de la phase orogénique majeure : ce sont des crises tardi-tectoniques. La troisième en revanche est plus récente, plus localisée et représente les effets de la néotectonique.

En raison du fait que les versants convexes peuvent se développer sur des versants épirogéniques qui sont le résultat de la néotectonique

et en raison du fait que ces versants se développent dans des régions stabilisées, on peut en conclure semble-t-il que les mouvements de distension ont affecté plus tôt la marge orientale de la zone ionienne, sans doute au cours du Riss, à la différence de ce que l'on observe dans les îles ioniennes (J. Mercier et B. Bousquet, 123).

Les processus responsables des accumulations de pente ou de bas de versant sont complexes :

- processus cryoclastique qui livre le caillou anguleux.
- processus cryonival qui étale les cônes argileux et comble de débris les thalwegs.
- dégradation bio-pédogénique qui provoque la dégradation des pentes, la constitution des lapiés endogés.
- processus de solifluction qui entraîne et accumule les sols.
- effets d'une humidité relative forte qui enduisent les dalles et les lapiés profonds d'un calcin superficiel.
- processus de type torrentiel qui étale des nappes caillouteuses.
- processus actuels qui font intervenir la fragmentation cryoclastique d'une façon épisodique et la désagrégation des calcins par l'hydroclastie. La dissolution se poursuit à l'échelle du versant puisque le Ph des lacs du couloir étolien est supérieur à 7 (8 à 8,5 en fin d'hiver) d'après les mesures de Léontaris (112).

Ces dépôts révèlent la succession climatique suivante :

- une crise froide individualisée par une puissante cryoclastie qui s'exerce sur tout le versant.
- une crise chaude définie par une puissante corrosion chimique qui affecte elle aussi tout le versant.
- une crise froide caractérisée d'abord par un épisode humide qui sature les sols et déclenche leur solifluction; caractérisée ensuite par les effets d'une période plus sèche et plus froide avec dissolution cryonivale et faible cryoclastie.
- une crise chaude plus sèche capable de poursuivre la dissolution du calcaire et d'indurer superficiellement le versant par l'étalement d'un calcin.
- une crise froide mais dont les effets sont mesurés sur les versants ayant atteint leur profil d'équilibre vis à vis des processus de ce dernier épisode.

De la multiplicité des séquences morphologiques on peut conclure à l'existence de bilans pédologiques et hydriques différents au cours du Quaternaire.

En effet après une période bio-altérante, on observe la constitution de nodules calcaires par précipitation des carbonates dans les argiles résiduelles kaoliniques. A la suite d'une période humide responsable de la décalcification et de la rubéfaction, on constate l'existence d'un épisode interglaciaire capable de corroder le calcaire et de déposer le carbonate.

Au total on aurait eu, et les argiles semblent le prouver, une sécheresse au sol plus forte que le total des précipitations ne l'eût fait prévoir à la vue des argiles contenues dans les sols. En définitive on peut estimer que les conditions édaphiques ne coïncidèrent que peu avec les conditions climatiques successives au cours du Quaternaire. Le terme de *Xérovouni*, la montagne sèche, rend compte de cette réalité naturelle autant qu'humaine. A l'extrême on pourrait proposer ces profils de versant comme plus typiques d'un milieu méditerranéen édaphiquement sec, que d'un climat strictement méditerranéen.

CHAPITRE 13

LES PAROIS CALCAIRES.

Ces parois se présentent comme de véritables murs qui donnent une allure de montagne austère et initiatique aux chaînons qu'elles bordent. Pour l'Épire, on peut citer le front du *Khionistra* et du *Khassidiaris*, celui des crêtes de *Lakka*, les façades de *Paramythia*, de *Margariti* et de *Parga* ; les murs des chaînons du *Farmakovouni* ; en *Acarmanie*, parois du *Bergandis* et du *Boumistos*, rampes du *Gavroulia*, remparts de *Ser Ekas*, murs du *Vélousta-Kirkovouni* ; dans les îles, rebords sud et ouest du *Pantokrator*, à *Corfou*, rebord du *Mégas Oros* à *Leucade*, front de l'*Aïnos* pour *Céphalonie*, et du *Karaveïkon* pour *Ithaque*. (cf. Fig. 17, p. 68).

Sur toutes ces parois, on peut définir les caractéristiques communes suivantes :

- un regard ouest pour la plupart d'entre elles.
- une homogénéité lithologique remarquable puisqu'elles se développent toutes dans les calcaires de *Pantokrator*. Les calcaires post-liasiques y sont toujours laminés et affleurent sur des bandes étroites et ont des pendages subverticaux. Ils attestent le déversement du flanc et sa vigoureuse tectonisation.
- un talus détritique induré, démantelé, perché au-dessus d'une dépression endoréique ou d'une vallée.
- un bas pays de roches tendres pré-ou post-orogéniques, déformé et même chevauché, taillé en collines ou atténué par une plaine alluviale de poljé marginal.

De même par leurs caractéristiques morphométriques ces parois se

ressemblent. L'énergie de leur relief est le plus souvent de mille mètres. Le pied de la paroi se situe entre 300-600 m et son sommet culmine entre 1 600 et 2 000 mètres. Le développement de la muraille dépasse le kilomètre. La paroi de *Paramythia* par exemple fait une douzaine de kilomètres de long.

Les caractères structuraux sont aussi similaires d'une paroi à l'autre. Ce trait en fait un domaine homogène et donc significatif pour la morphologie de la *Grèce Occidentale*. Toutes sont des escarpements tectoniques. Les unes dérivent de failles normales, les autres de failles chevauchantes, recoupées parfois par des accidents verticaux. On peut se demander à la vue de ces situations : de quels type d'évolution morpho-tectonique dépendent-elles ? Quel rôle joue la gravité dans leur évolution en raison des nombreux paquets glissés observés ? Comment expliquer la présence de rejeux verticaux sur des parois qui dérivent d'accidents à composante tangentielle ?

Les éléments variés de la morphologie relèvent de l'érosion karstique, de la cryoclastie, de l'incision torrentielle.

Enfin l'évolution de la paroi permet d'établir la succession des événements tectoniques, en raison des différents faciès que chevauchent les calcaires, et des épisodes morpho-climatiques, en raison des différentes accumulations détritiques pleistocènes.

On peut classer cependant ces parois en trois catégories :

- les escarpements à facettes isolés.
- les escarpements de horst.
- les parois calcaires d'un pli déversé.

Ainsi ce sont les flancs des plis dissymétriques et des plis transformés en horst qui constituent les parois calcaires. Chacun de ces types permet de préciser le rôle joué par les déformations et les phases climatiques successives du Quaternaire en *Grèce Occidentale*.

1. Les escarpements à facettes.

L'originalité de ces escarpements caractérisés par un commandement moyen (500 m), par une formation à partir de faille, par une absence de talus détritiques est de présenter un profil qui associe une paroi rocheuse subverticale à la base et une pente émoussée au sommet.

Ce genre d'escarpement isolé se rencontre toujours en bordure

de massifs (*Amadéros*, *Kalkitsa*) situés à proximité de larges plaines alluviales littorales (plaine de *Vonitsa*, delta de l'*Achéloos*).

Si la plupart sont façonnés dans le calcaire, il en est qui recoupe des séries sédimentaires post-orogéniques en particuliers à *Corfou* et à *Leucade*. Aussi peut-on y distinguer deux familles : les versants à facettes calcaires ; les versants à facettes des séries post-orogéniques.

Enfin on remarque que ces versants caractérisent le domaine côtier et peuvent témoigner de son instabilité eustatique ou tectonique.

1.1. Les escarpements isolés à facettes calcaires.

a) L'escarpement à facettes trapézoïdales de l'Amadéros (Acarnanie)

(Fig. 40, p. 198).

L'*Amadéros* qui domine à l'Ouest la plaine de *Vonitsa* correspond à un bloc basculé vers l'Est. Sur sa face ouest, en rompant la continuité de la pente convexe, la paroi témoigne d'un rejeu de la faille bordière. Le basculement qui a transformé le versant convexe exagéré en versant atténué, montre que la paroi est postérieure. De même atténuée à sa base par comblement, elle prouve que le rejeu est antérieur à la plaine installée dans le fossé subsident de piémont. (Cf. Fig. 9 (1) p. 38).

L'évolution de l'escarpement se traduit par l'ouverture de thalwegs sur les lignes de faille transverses, par la formation consécutive de facettes trapézoïdales et par l'étalement en aval de cônes actuels. Sur les facettes le recul est lent en raison d'une induration des parois par un calcin. Ce voile, puisqu'il enrobe les niches d'ablation, semble plus tardif que les accumulations torrentielles que masque en partie le colmatage littoral. On a ici le dernier terme de l'évolution mais rien ne permet de dater le mouvement.

Si on estime toutefois que le modèle convexe est caractéristique de la pénultième et de l'antépénultième crise climatique du Quaternaire, on peut penser que l'escarpement leur est postérieur et donc relativement récent. Dans ces conditions il date du Pleistocène terminal. On aurait cependant moins un miroir frais qu'un escarpement de faille récent et évolué. L'apparente fraîcheur de la paroi peut être due à une exagération momenta-

née de son commandement lors de la dernière régression. L'escarpe profondément coupée par des fissures karstiques verticales s'est trouvée en déséquilibre. L'appel au vide a provoqué des éboulements le long des facettes. Dans ces conditions, l'escarpement de faille est juste antérieur à la dernière régression.

b) L'escarpement à facettes triangulaires du Kalkitsa.

Anticlinal de calcaire liasique dont le plan axial est E.W., le *Kalkitsa* a été réhaussé par une faille bordière de direction N.NE - S.SW. Le versant est constitué d'une pente régularisée qui au N et au S dans les zones d'amortissement de la faille atteint les alluvions de l'*Achéloos*. Ailleurs, cette pente est interrompue par un escarpement qui résulte d'un rejeu postérieur. Il apparaît plus évolué que celui de l'*Amadéros*.

L'encaissement des torrents est responsable d'un découpage en grandes facettes triangulaires régulières. Leur inclinaison ne correspond plus à celle du miroir originel. Dans ces secteurs, le miroir a subi un début de régularisation comme l'atteste la corniche résiduelle du sommet. Le rejeu se placerait donc entre la phase morphologiquement responsable de la convexité de la première paroi et celle responsable de la régularisation du miroir. L'abrupt inférieur est lié comme pour l'*Amadéros* à une reprise de l'érosion par éboulement lors de la dernière régression. La régularisation a pu se développer rapidement en raison d'une trituration tectonique plus poussée.

Le rejeu se montre ici non seulement antérieur à la constitution de la plaine de niveau de base, mais à une deuxième génération de versant, cette fois au profil réglé. Le rejeu semble donc précédé ici encore la dernière régression. Ce type est du reste une forme de transition avec le type suivant.

c) Les escarpements à facettes des calcaires cataclasés.

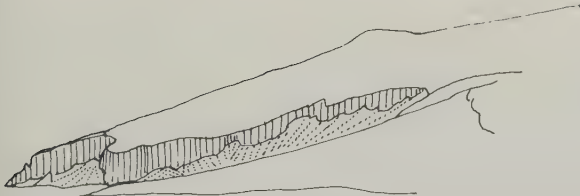
Ces versants se situent essentiellement dans les îles ioniennes sur leur façade ouest. A *Leucade* mais surtout à *Céphalonie* (B. Bousquet, 36) ils constituent des versants où l'évolution est très rapide.

Le calcaire est broyé au point de constituer une véritable mylonite. Il est incontestable qu'il y a eu des rejeux puisque par érosion des miroirs de faille y sont révélés. Mais l'évolution des pentes est si rapide qu'il est impossible de les dater. La mylonite se désagrège et fournit des débris abondants. La mobilité de ces brèches de pente est telle qu'aucune

Versant de l'Amadéros (Acarnanie)



Vue de la face occidentale au-dessus de la baie de Vonitsa
1^o plan : versant à facettes dans le Pantokrator. Talus d'éboulis et
plaine de colmatage de Vonitsa
2^o plan : l'Amadéros ; assemblage de versants cintrés à partir de blocs
définis par une trame NE-SW



Vue de la façade occidentale de l'Amadéros. La paroi calcaire et les talus
d'éboulis récents



Façade méridionale de l'Amadéros au contact avec à l'arrière-plan le Pa-
liochoori (flysch)
Miroir exhumé décomposé en une série de niches avec des éboulis et des
blocs provenant de la décapitation de laplès. L'exhumation est liée à l'éro-
sion d'un ravin.

induration n'est possible. Aussi a-t-on seulement présentes les nappes les plus récentes. Cependant il est vraisemblable que ces versants sont hérités d'une tectonique quaternaire puisque certains d'entre eux chevauchent des cônes de piémont datés du Riss (J. Mercier et al. 1923). La cohabitation de miroirs et d'une mylonite peut révéler en outre deux phases tectoniques. On peut estimer que la mylonite est le résultat de compressions, alors que les miroirs sont les témoins d'une distension. Si la compression s'est poursuivie au moins jusqu'au Riss, la distension peut apparaître après. On retrouve la chronologie que suggèrent en *Acarnanie* les escarpements isolés. L'effondrement du domaine côtier est donc à situer lors du Pleistocène terminal.

1.2. Les escarpements à facettes sous couverture sédimentaire post-orogénique. (Cf. Carte H.T. Corfou).

Ce type se trouve à *Leucade* et à *Corfou*. Dans cette dernière île, le horst de *Stavros* présente la situation suivante. La façade Ouest est un versant régulier de *Vigla* coiffé de Pliocène. Elle domine un synclinal atténué de *Vindobonien*. Le Pliocène de type deltaïque se retrouve donc en position de relief inversé à la suite d'un rejeu tectonique, qui a révélé le soubassement calcaire. Etant donné les séries détritiques tectonisées, le horst est post-néogène. Ce type montre bien que des escarpements similaires datent du Quaternaire. Les types précédents montrent en outre que leur apparition est tardive à l'intérieur du Quaternaire.

1.3. Signification des versants à facettes.

Les escarpements à facettes résultent de rejeux des failles bordières des massifs. Ces mouvements générateurs de rejets moyens (entre 70-100 mètres) sont quaternaires et même d'un Pleistocène très récent puisque les facettes sont encore visibles dans la mylonite malgré la très grande vitesse d'usure de ces pentes. Pour le calcaire massif, les rejeux sont plus récents que la période principale d'atténuation des versants post-liasiques. Ils sont en même temps antérieurs à l'encaissement des torrents de parois dont les thalwegs présentent une pente continue jusqu'à la plaine de remblaiement actuelle. L'absence de talus détritiques caractéristiques et leur fossilisa-

tion par des colmatages littoraux empêchent de situer précisément les rejeux dans le cadre de l'évolution quaternaire. On peut cependant dire qu'ils sont postérieurs à la phase bio-altérante du Quaternaire moyen.

Ils permettent aussi d'affirmer que la rigidité des calcaires de *Pantokrator* transforme en accidents brisants les contraintes du Quaternaire alors que les calcaires en plaquettes ou mylonitisés les enregistrent plutôt sous l'aspect de flexures ou de failles à très court rejet. Cependant l'existence de miroir dans les mylonites fait supposer une phase tardive de distension. Ils confirment ainsi l'existence d'une néo-tectonique récente caractérisée par des failles normales.

Ils montrent enfin que le modelé des versants est contrôlé par les mouvements tectoniques. En transformant la valeur des pentes préexistantes, ces derniers favorisent soit l'infiltration et le dépôt de calcin, soit l'éboulement et la constitution de talus détritiques. Le broyage tectonique y permet aussi le développement des versants convexes ou des versants réguliers, caractéristiques aussi des calcaires en plaquettes. La préparation tectonique n'est donc pas un facteur négligeable pour expliquer l'extension de ces types de versants hors de leur domaine lithologique précis.

L'altitude très basse à laquelle on trouve les versants émoussés convexes, pose le problème de la limite inférieure des phénomènes cryogéniques. Le développement de l'émoussé résulte soit d'une gélifraction, soit d'une action bio-pédogénique facilitée par la trituration tectonique. Enfin l'appel au vide que la dernière régression a pu provoquer, n'est pas non plus négligeable, si on veut comprendre la fraîcheur d'aspect de certains secteurs, fraîcheur conservée grâce à une induration superficielle par calcin.

Ces thèmes que propose l'analyse des versants à facettes, se retrouvent à propos des escarpements de pli-horst.

2. Les escarpements de pli-horst.

Ces versants sont plus nombreux en *Acarnanie* et dans les îles ioniennes qu'en *Epire*. Le versant type choisi est celui d'*Astakos*. Les conclusions qu'il permet d'établir, peuvent être vérifiées, complétées ou nuancées par les versants orientaux du *Gavroulia* et du *Ser Ehas*. Le pli-horst transverse de *Corfou* indique que ce type d'accident est post-crogénique puisqu'il

affecte la couverture sédimentaire néogène.

De tels versants mettent en évidence l'existence d'un contact anormal entre le bloc et la dépression qui le longe. Ils associent donc un escarpement calcaire et un versant retaillé dans les séries sédimentaires pré- ou post-orogéniques. Des talus détritiques qui proviennent de l'attaque du versant faillé surmontent les séries tendres précédentes. L'analyse d'une telle paroi doit donc associer aux profils de l'escarpement calcaire, ceux du synclinal effondré et les accumulations détritiques récentes.

2.1. Analyse du versant type : l'escarpement calcaire d'Astakos.

(Cf. Carte H.T. Astakos et Pl. Photo n° 2).

La grande faille méridienne qui borde le fossé synclinal de *Vlitsana-Astakos* se marque dans le paysage par un puissant escarpement à regard Est, d'un commandement maximum de huit cents mètres. Il domine au Sud, le golfe d'Astakos et sa plaine alluviale ; au centre, il se dresse au-dessus du synclinal de *Vlitsana* ; au niveau de l'ensellement transverse qui affecte les chaînons du *Véloutsa* et du *Vitsi*, il s'atténue ; au Nord, il se poursuit moins haut jusqu'à la terminaison du synclinal que recoupent les accidents du poijé d'Aëtos (Carte H.T. coupure SW).

Plusieurs indices permettent de démontrer que l'escarpement a été successivement régularisé et à nouveau rompu. Le versant se compose en effet de deux parties distinctes :

- la paroi calcaire est entièrement formée de *Pantokrator*. Elle comprend un abrupt dont l'élévation varie entre 50 et 200 mètres. Situé en amont de la ligne de faille majeure il se raccorde au sommet à une pente relativement forte (25°) inégalement disséquée et burinée par un lapias aux rainures profondes.

- le talus de flysch est partiellement recouvert de dépôts détritiques divers (Cf. Fig. 11 p. 42).

a) Les types de profil de la paroi calcaire

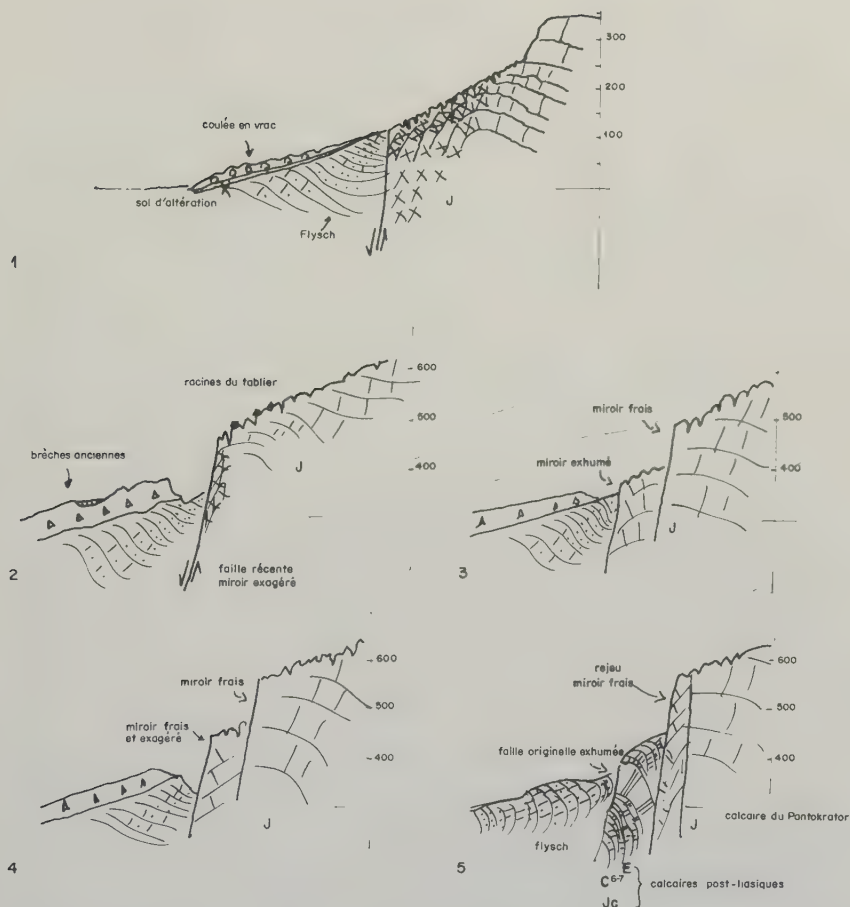
Dans les secteurs d'amortissement de la faille (cap *Tourkoví-gla*, ensellement transverse) la paroi est remplacée par un versant hérité dont la déclivité résulte de la régularisation du versant de la première génération. Lorsque cette régularisation a été imparfaite, il subsiste des

corniches résiduelles très karstifiées. De telles corniches révèlent des variations locales de faciès et la présence de bancs plus résistants. Elles marquent aussi la limite en aval de laquelle la trituration tectonique facilite la fragmentation de la roche en principe massive puisqu'en amont reparais-sent des bancs réguliers de *Pantokrator*. On situe ainsi certaines corniches à la limite du calcaire massif et du calcaire cataclasé. Ce type de versant est dû à l'érosion différentielle sans qu'il y ait eu intervention d'une tectonique récente (Fig. 41 (1), p. 202).

Le profil le plus largement représenté comporte une paroi subverticale qui correspond à un plan de faille. Elle témoigne d'un rajeunissement de l'escarpement tectonique ou bien prouve un rejeu récent de la faille d'*Astakos*. Dans le premier cas, on a un miroir exhumé; dans le second, un miroir frais. Particulièrement régulier au-dessus du village d'*Astakos*, il correspond à un miroir de faille encore aligné sur la fracture ancienne. Ici il est exhumé à la suite d'une érosion du flysch. Ailleurs, il se situe en-deça de la première fracture et dénivelle le calcaire lui-même. Le versant régularisé calcaire est donc brisé, on a affaire à un miroir récent. Il se trouve aussi que la faille principale se double de failles secondaires qui ont rejoué au Sud d'*Astakos*. L'escarpement se décompose en une série de parois qui acci-dentent de blocs rapprochés la pente jusqu'à son sommet. Il ne s'agit pas d'un emboîtement de versants régularisés mais d'un seul dénivelé par faille. Dans ce cas certains des miroirs sont peut-être liés à une descente générale des blocs étant donné la proximité du golfe d'*Astakos* (versant à blocs géants de P. Birot, ²¹). Ces secteurs traduisent bien la transformation du pli en horst. Cette transformation est post-orogénique et elle est contemporaine d'une deuxième génération d'accidents qui peuvent soit faire rejouer la faille originelle, soit la doubler d'accidents nouveaux d'une direction légèrement plus oblique (Fig. 41 (2) (3) (4), p. 202 et Fig. 42, p. 204).

Enfin dans la région de *Dragameston*, on observe contre le flanc de *Pantokrator* une lame de calcaire éocène. On a ici la preuve du pli-faille qui lamine par déversement les séries post-liasiques, et d'une dénivellation postérieure de l'escarpement de chevauchement. Le profil comporte en effet deux plans majeurs. L'un dans les calcaires liasiques correspond à la deuxième génération ; l'autre au contact des calcaires post-liasiques et du flysch jalonne la faille chevauchante. A la suite d'une érosion du flysch,

Les différents profils du versant d'Astakos



- 1 Erosion : pente régularisée et lapiésée dans la zone du broyage (xxx) corniche résiduelle. Talus de flysch avec ravinement par cônes torrentiels.
- 2-3-4 Rejeux tectoniques et talus de flysch avec brèches anciennes.
- 5 Pli-faïlle devenu pli-horst. Exhumation de la faïlle originelle et miroir frais.

ECHELLE H: 1 / 10 000*
L: 1 / 10 000*

0 100 200 300 400 500 m

cette dernière est particulièrement exhumée (Fig. 42, p. 204 et Fig. 41 (5)).

L'évolution générale du versant peut être ainsi résumée :

- la création d'un pli faille entraîne le laminage des séries post-liasiques et le contact anormal entre le flysch et le calcaire de *Pantokrator*.
- Par érosion l'escarpement calcaire prend une pente dont la déclivité est de 20° en moyenne, pente régulière et karstifiée.
- des rejeux tectoniques créent des miroirs frais et transforment le pli en horst. Ce rejeu est inégal le long de la ligne de faille puisqu'il s'accroît du N vers le S. Les parois se singularisent et demeurent fort proches de la pente tectonique apparue à la suite d'un rejeu récent et d'une exhumation sectorielle plus tardive. Toutefois le plan de faille de deuxième génération est enduit de concrétions de calcite et de draperies. Le versant rompu a permis la reprise d'une érosion karstique. Les lapiés se sont approfondis par dissolution et un calcin tardif a enrobé les abrupts inférieurs. Cette reprise de la corrosion s'explique par le regain d'altitude entraîné par le rejeu. Le sommet convexe est devenu un plateau passant de 600 m à 900 m et il a favorisé un plus long stationnement de la neige. La dissolution a gagné toute la paroi. Des grottes étroites se sont également ouvertes au pied du versant. Au contact des flyschs, la dissolution a pu s'exercer plus facilement par effet de barrage karstique aval. L'aspect de la paroi a été modifiée aussi de façon plus notable par le creusement de chenaux de paroi. Au Sud de *Dragameston*, l'intensité du ravinement a fait perdre sa rigidité tectonique au miroir au point de le festonner de niches.

On constate donc le rajeunissement du karst dont la formation a ainsi précédé celle des miroirs frais. La fraîcheur des plans faillés s'explique soit par leur jeunesse, soit par leur résistance à l'érosion qu'entraîne l'enrobage de calcin sur les parois.

Au terme de ces observations, on peut conclure que deux générations de mouvements tectoniques encadrent une période de karstification intense. Le karst a été régénéré par la mise en altitude du *Vélousta*. On peut conclure enfin que ces mouvements sont quaternaires puisqu'au Sud, le *Pantokrator* chevauche un lambeau de pliocène.

b) Les types de profil du talus de flysch

Le talus de flysch qui forme la partie inférieure de l'escarpe-

ment d'*Astakos*, s'élève jusqu'à une altitude moyenne de 300 mètres. Il faut y distinguer le talus dénudé et le talus couvert de nappes détritiques.

- le talus dénudé (Fig. 41 (5) p. 202).

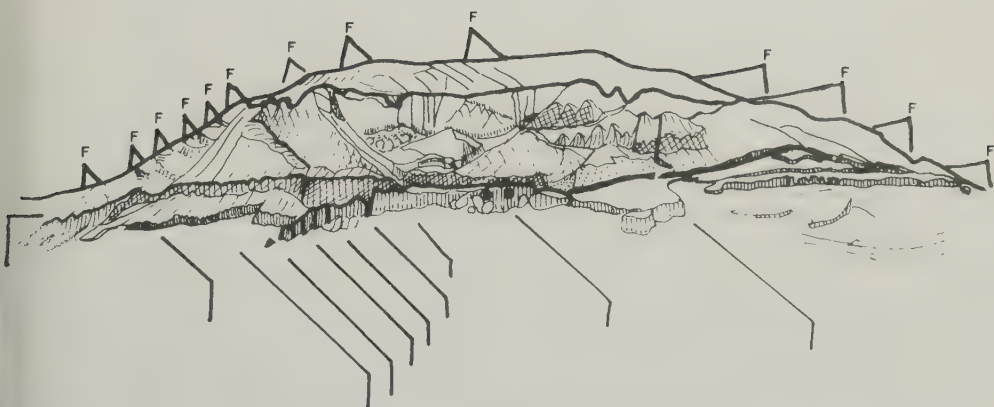
La pente topographique recoupe les plans stratigraphiques du flysch que le déversement du pli rebrousse. Ce talus est essentiellement disséqué par des rigoles peu encaissées et sinueuses qui peuvent se situer dans le prolongement des chenaux de paroi. L'érosion différentielle a parfois dégagé des bancs de grès. L'évolution de ces crêts monoclinaux de faible commandement (lom) se caractérise par la dissection des revers, par la desquamation des grès de la corniche, par la formation de loupes de glissement et de ravines dans les argiles du talus. Ces formes évoluent actuellement.

- le talus couvert (Fig. 41 (1) (2) p. 202).

Le talus dénudé devient un talus couvert par l'étalement de nappes détritiques plus ou moins anciennes.

Dans un premier type de profil, le talus couvert se présente comme un plan régulier (15-20°), incliné vers le fond de la vallée. Il se situe au sud d'*Astakos*. Cette régularité est due à un tablier d'éboulis en vrac qui fossilise un modèle composé de thalwegs séparés par des interfluves étroits. Ces éboulis sont formés de blocs calcaires mal cimentés entre eux, assez homométriques, légèrement émoussés et affectés de figures de perforation par racines. Le contact avec le flysch se fait par l'intermédiaire d'une argile rouge que ravine la nappe détritique. Des lentilles d'altérites s'intercalent à la base du colmatage pierreux des vallons. De son côté l'altération argileuse entre en contact avec le flysch beige selon une ligne sinueuse aux tonalités dégradées. Les argiles du sol fossile sont un mélange de kaolinite mal cristallisée (7 %), de chlorite (2 %), d'illite (27 %), de montmorillonite (22 %), (I-M) (34 %) et (I-V) (8 %).

La faible teneur en kaolinite ne fait pas de ce sol une altérite ancienne. Les argiles du type montmorillonite ou du type complexe gonflant (I-M) indiquent un enrichissement certain en ions Ca et Mg fournis par le *Pantokrator*, à la suite de la reprise de la karstification sur les versants. Le sol s'est développé après une crise de dissection et avant une phase froide qui favorisait la cryoclastie. Ces altérites par leur composition et leur situation se rapportent ainsi à un interstade. Etant donné que les éboulis



Le versant d'Astakos

Le bloc du Vélousta au-dessus d'Astakos forme un coin. Les plus longues faces sont débitées par des plans de faille parallèles. Ces accidents sont recoupés par des fractures obliques.

La façade se débite en versants à pyramides en raison du recoupement des accidents.

Les brèches anciennes à la base ne forment plus qu'un tablier disloqué par l'érosion sélective.

récents n'ont pas l'aspect d'une grèze litée caractéristique du Wurm final on peut y voir les éboulis d'un stade précédent et l'altération d'un inter-stade encore antérieur, dans ces conditions le Néotyrhénien par exemple. Les incisions représentent une évolution placée au début du Wurm.

Ces cônes en vrac sont donc une série de rhexistasie qui succéda à une phase de biostasie. Cette unique série se situe au droit des escarpements les plus atténués. Etant donné l'évolution ultérieure de ces pentes on peut tirer la conclusion que la pente, réduite dès le début d'une phase froide, ne peut livrer des éboulis constamment au cours de cette phase. Cependant les pentes peu déclives facilitent la reconquête bio-pédogénique lors de la phase de réchauffement suivant. Cette dernière se traduit par une reprise de la karstification que prouvent les dépôts de calcite. La corrosion karstique et l'érosion d'origine mécanique par les racines peuvent cependant préparer la roche qui pourra ainsi ultérieurement fournir à nouveau des débris, comme le prouvent les blocs à perforations d'origine végétale. Toutefois, semble-t-il, en moindre quantité si le profil du versant est d'une pente inférieure à la pente d'évacuation des éboulis à sec (Cf. Carte Astakos H.T. partie Sud (1)).

Dans un autre type de profil, la nappe détritique est constituée de débris homométriques et largement étalés en cônes. A l'inverse du type précédent, le substratum de flysch a un profil régulier d'une pente de l'ordre de 10° . La nappe détritique est en contact direct avec lui et fossilise un ancien versant sans altérites. Les incisions torrentielles se localisent aux bordures de l'accumulation et la perchent légèrement en raison de son induration superficielle. Mais l'absence de toute figure karstique, la présence d'une stratification et la fraîcheur du matériel font dire que l'on a une nappe détritique proche d'une grèze litée du Wurm final. La dissection est donc postérieure à cet épisode (Cf. Carte Astakos H.T. (2)).

Ces vallons sont partiellement comblés. Leurs colluvions beiges et chargées de blocs gréseux représentent des apports tardifs par solifluction. Cette topographie tardi-glaciaire est réincisée en outre par les torrents actuels.

Ces deux premiers types de profil montrent que le recouvrement est récent et que les parois calcaires ont subi une érosion par cryoclastie. On observe que les secteurs les plus attaqués sont les plus broyés, les moins

protégés par les enduits calcaires et les plus tendus de profil à l'origine. Cette énergie de la pente est peut-être en relation avec une déformation tardive. Dans ces conditions, on s'explique que les talus de flysch soient recouverts par des talus bien fournis en débris.

Le troisième type de profil est d'une topographie de surface irrégulière et correspond à une brèche de pente indurée particulièrement bien établie entre *Astakos* et *Drageaston*.

Son étalement et l'aspect subanguleux de ses éléments sont les principaux critères qui permettent de la différencier d'une brèche de faille et d'une brèche cataclasée de Trias.

D'après leur mode de gisement, la nature de leur matériel et leur contact avec le support sédimentaire du piémont, on peut définir ces brèches de pente comme des talus détritiques d'origine cryoclastique. Les nappes, en effet, s'appuient sur les parois sans jamais s'engager dans des chenaux de parois. Elles ne sont donc pas des cônes coalescents mais bien un talus d'éboulis issu d'une paroi calcaire continue. Ces tabliers diffèrent de la nappe litée récente par la taille de son matériel ; on a affaire à des blocs et à des blocaux. Ils s'en séparent par le mode de dépôt ; les caillasses sont en vrac. L'angulosité du matériel et son hétérométrie impliquent une origine cryoclastique et séismique. La mise en place s'est faite essentiellement par gravité à partir d'éboulements et d'éboulis. Le large étalement des tabliers peut être lié à un écoulement boueux ou à des avalanches. En effet le contact entre les tabliers et le flysch est direct. Les nappes se sont avancées sur un avant pays à la déclivité égale à 10° , pente nécessaire pour que le processus de la solifluction puisse fonctionner. Près d'*Astakos* la nappe a conservé sa pente originelle de coulée qui s'avance sur un versant-glacis fonctionnel (Cf. carte Astakos H.T. (3)).

Si l'origine morphoclimatique est incontestable, on ne peut écarter l'intervention des séismes, en raison des plus gros blocs. Ces éboulis en outre, se situent en face des versants régularisés les mieux développés. Sur le grand versant d'*Astakos*, ce secteur devait être d'une tension de profil et d'une énergie de relief suffisantes pour livrer en abondance des éclats calcaires. Les séries détritiques indurées représentent donc les accumulations corrélatives des secteurs les plus anciennement et les plus énergiquement faillés. Par analogie de faciès avec les brèches indurées des versants con-

vexes, on peut les tenir pour pleistocènes. En outre puisque le versant d'*Asitikos*, au Sud, chevauche du Pliocène discordant sur le flysch, on peut penser que les tabliers indurés atténuent la base de l'escarpement de chevauchement post-pliocène. Comme ils s'avancent sur le Pliocène déformé et tronqué par une pente aussi régulière que celle qui recoupe le flysch, il faut donc admettre un certain laps de temps entre l'établissement de ce versant et l'étalement des nappes. Les talus ont donc été édifiés après le Pliocène. Ils appartiennent de surcroît à un Quaternaire ancien caractérisé par une reprise de la tectogénèse. Les brèches sont donc au plus tard du Mindel.

En effet, ces tabliers se montrent déformés, démantelés, karstifiés et incisés par les torrents. Leur état de cimentation, leur rubéfaction superficielle et leur altération les font normalement rapporter à des dépôts du Quaternaire ancien dont l'évolution est très poussée.

Les tabliers ont été déformés par une compression post-sédimentaire que prouve le diapirisme qui les affecte en aval. Là, les tabliers se terminent par un escarpement. Celui-ci est composé d'une corniche dans les brèches et d'un talus dans le flysch. Le front se présente étant donné la pente comme un talus de coteau. Parfois il se présente comme un front de côte en raison d'une incurvation du revers vers l'amont. Cette situation inhabituelle est liée en fait à un mouvement de compression tardif puisque les brèches de Trias percent les brèches de pente. A l'amont les tabliers se débitent en blocs à corniches franches. Certaines correspondent à des miroirs frais de direction N.NW. - S.SE (*Dragameston*). Leur raccord avec la paroi calcaire est rarement jointif. Le tablier en est séparé soit par un plan de faille, soit par un couloir d'érosion différentielle.

On peut donc affirmer que le mouvement de compression aval est postérieur à la crise tectonique post-pliocène et antérieur à la dernière, génératrice des miroirs frais.

Le démantèlement des tabliers se fait par soutirage du flysch sur lequel ils reposent. Les talus sont pavés de blocs qui proviennent de l'éboulement des fronts. Ces derniers reculent rapidement en raison d'une profonde karstification interne. Les nappes sont lacérées par des lapiés séparés par des rainures qui contiennent des argiles rouges. Elles peuvent être surcreusées par des dolines. Des conduits endogés peuvent les parcourir. On a ainsi la preuve que ces nappes se sont mises en place avant la période bio-

altérante responsable des argiles résiduelles. On peut donc considérer ces brèches comme les formations corrélatives de la première génération des escarpements tectoniques quaternaires. Les crises tardives sont postérieures à l'épisode karstique.

On a ainsi trois types d'évolution du talus couvert.

- Le profil couvert par les brèches indurées. On a un ancien versant-glacis fossilisé par des brèches de pente ; ces dernières en raison du désordre de leur dépôt et de la très grande hétérométrie des éléments sont en partie d'origine morpho-climatique et en partie d'origine séismique. Elles sont donc corrélatives d'une crise tectonique. Elles ont subsisté dans les secteurs les plus éloignés des zones actives de l'érosion et pour le cas d'Astakos, en raison d'un diapirisme tardif qui les affecte d'une sorte de contre pente à l'aval. Elles ont été décrochées tardivement du versant calcaire lui-même à la suite d'un jeu de failles normales.

- Le profil couvert par des éboulis en vrac. Ces nappes plus récentes car elles ne sont ni karstifiées, ni indurées, ni gauchies fossilisent un talus disséqué puis altéré par pédogénèse.

- Le profil couvert par une nappe litée est très récent.

En conclusion, on peut retenir sur ce grand versant :

- un profil dénudé dont la topographie se modèle sur les contrastes lithologiques du flysch et dont la physionomie dépend de la morphogénèse actuelle. Ce dernier est donc tardiglaciaire et holocène.

- un profil couvert. L'examen des tabliers détritiques successifs indique que les crises tectoniques en rapport avec eux sont au nombre de deux et qu'elles affectent en même temps le pied du versant qui évolue ainsi en avant-mont. Ces crises sont encore de type compressif même si elles datent du Quaternaire. Mais la crise génératrice des escarpements les plus frais se place après la constitution des éboulis indurés gauchis. On en conclut que la phase d'altération des brèches se place entre l'ultième et la pénultième crise. L'altération du flysch qui se moule sur les vallons se place elle après l'ultième crise. Les mouvements de distension générateurs du pli-horst sont donc tardifs. Il semble qu'on peut être plus précis à leur sujet.

En effet, au contact du versant calcaire et de son piémont, on relève la présence de deux formations détritiques.

- Les cônes d'éboulis gris openwork sont étalés parfois sur les tabliers de brèches, mais le plus souvent ils sont piégés dans la dépression qui s'intercale entre la paroi et le front des brèches. Ils s'organisent à partir de chenaux de parois qui incisent l'escarpement calcaire.
- les éboulis holocènes non colonisés par la végétation sont disposés à la base même de la paroi rocheuse.

Ces deux derniers types de dépôts détritiques sont fournis par les abrupts les plus énergiques. Faut-il admettre que la dernière génération des escarpements tectoniques leur est à peine antérieure ? Rien ne permet de le dire. Cependant grâce aux caractères des profils en long des vallons qui coupent l'escarpement au-dessus d'*Astakos*, le rejeu le plus récent peut être daté, semble-t-il.

La section amont correspond à un vallon en V à pente faible emboîtée dans la pente émoussée. Le fait qu'actuellement elle se trouve perchée au-dessus du synclinal témoigne de la postériorité du rejeu par rapport à son creusement récent. En effet, au delà d'une nette rupture de pente, la section aval correspond à une gorge de raccordement qui résulte d'une seconde phase d'incision postérieure au rejeu. Dans ces conditions le rejeu peut se placer au Würm moyen. Le Würm terminal période froide et agressive a pu fournir à la suite de ce déséquilibre les cônes openwork et les grèzes litées.

Ces faits confirment que le pli-horst est une forme structurale d'apparition récente en relation avec une tectonique nouvelle par ses orientations et par son style. Les versants du Gavroulia et du *Ser Ekas* confirment cette évolution.

2.2. Les versants du Gavroulia et du Ser Ekas.

L'un et l'autre chaînon se situent en *Acarnanie* du Nord. Le *Ser Ekas* domine la baie de *Mytikas*, le Gavroulia face au *Bergandis* accompagne de sa haute paroi le synclinal de *Varnakas*. (Cf. Planche photo H.T. n°3) et (Fig. 10 (6) (7) p. 40).

a) Le versant oriental du Ser Ekas (Fig. 10 (6) (7) p. 40).

Ce versant présente une paroi longue d'une dizaine de kilomètres, mais très homogène. Il n'y a pour ainsi dire qu'un type de profil. (Cf. carte H.T. coupure SW).

- la paroi calcaire est composée d'une série de murs que déterminent des fractures parallèles à la faille principale.

- le talus est composé de Pliocène tectonisé sur lequel s'étalent des tabliers de brèches anciennes démantelées par érosion. Près de la paroi on observe une série de cônes de déjection dans le prolongement d'entailles que réutilisent parfois les torrents actuels. Ces cônes fossilisent des interfluves de calcaire de *Pantokrator* qui représentent le sommet d'un bloc effondré. Tout à fait à l'aval un versant continu et régulier limite le Pliocène de *Mytikas*.

Le versant oriental du *Ser Ehas* se présente ainsi comme un escalier de faille. Or comme pour le versant d'*Astakos*, on relève que les torrents sont affectés d'une cascade et leur niveau de base n'est pas la plaine mais le palier intermédiaire. Cette disposition ainsi que la répartition des éboulis font dire que les mouvements tectoniques sont récents. Le bas-pays de Pliocène a été tectonisé au Quaternaire récent.

b) Le versant du Gavrourlia (Cf. Fig. 10 (6) (7) p. 40)

Cette paroi est longue d'une dizaine de kilomètres. Elle présente une dénivellation de 700 mètres, avec une crête culminant à 1 100 m. (Cf. Coupure SW carte H.T.).

Le *Gavrourlia* est un pli faille. La série post-liasique est renversée sur le synclinal de flysch au Sud, au point de constituer un crêt monoclinale. Au Nord, elle devient une barre d'origine tectonique. La paroi de *Pantokrator* haute de cinq cents mètres constitue une rampe qu'atténuent de très nombreux cônes holocènes. A sa base on observe un palier de flysch taillé dans les séries du synclinal de *Varnakas*.

Ce palier est surmonté par un épandage de brèches anciennes démantelées par une érosion très active des torrents. Ces rivières dissèquent un versant que détermine une faille parallèle à la paroi calcaire. On retrouve la même situation qu'au pied du *Ser Ehas* avec une érosion torrentielle plus active en raison de l'étroitesse de la vallée et du développement des bassins-versants. Cette érosion est en outre récente puisqu'elle n'a pas encore désenclavé le palier qui sert de niveau de base aux cônes des coulières.

Ainsi ces deux versants ont été mis en place après le Pliocène lors de la phase tectonique du Quaternaire moyen. Des failles post-mindéliennes ont dénivélé l'avant pays. Les paliers intermédiaires sont récents puisque les torrents ne les recoupent pas encore malgré la proximité du golfe de

Mytikas et la violence de l'érosion linéaire que ce passage écrit par L. Heuzey souligne : "Le torrent (de Varnakas) est redoutable en hiver par la violence de ses eaux, et surtout par la masse de terre qu'il entraîne avec elles ; je comptais sur la route plusieurs moulins qu'il avait, dans une nuit d'orage, enfouis jusqu'au toit sous la vase".

2.3. Les versants du Boumistos et du Tomaros.

Ces deux derniers exemples, l'un pris en *Acarmanie*, l'autre en *Épire* montrent que les façades des pli-horsts peuvent apparaître à n'importe quel moment du Quaternaire quand elles se situent à proximité de décrochements transverses.

a) Le Boumistos (Cf. Carte H.T. coupure SW).

Ce massif est un bloc quadrangulaire dont les faces abruptes regardent vers le N et l'W. Elles dominent le val d'*Akhira* et celui de *Varnakas* et font face à la terminaison périclinale du *Bergandis*. Ce bloc de *Pantokrator* chevauche le flysch des synclinaux qui le cernent (Cf. Fig. 10 (7) p.40).

- la face Nord présente un profil régulier inférieur à 30°. Elle se raccorde à des tabliers de brèches indurées démantelées actuellement par soutirage du flysch. On a ici un versant régularisé au cours du Pleistocène inférieur sans jeu ultérieur.

- la façade occidentale au-dessus du synclinal de *Varnakas* présente une pente régulière jusqu'à une paroi en Lias située à l'aval et d'une valeur de 60°. Celle-ci est un miroir exhumé que commencent à débiter en lourdes facettes les thalwegs. Comme elle se situe en outre au-dessus du torrent de *Varnakas*, le miroir se dégrade d'autant plus rapidement, en particulier par éboulements, que la roche est mylonitisée à l'extrême. Plus en amont, on retrouve le modèle de facettes triangulaires étagées en raison de multiples accidents parallèles qui fractionnent le *Pantokrator*. Certaines de ces facettes se disposent en quinconce du fait d'anciens phénomènes de défluviation ou de débordement. Ces faits tendent à montrer que cette paroi a particulièrement évolué lors du dernier maximum froid et sous l'action de la neige et des fontes multiples du manteau neigeux.

b) Le Tomaros-Olytzaka (Cf. Coupure NE. carte H.T.).

Le *Tomaros* est le plus haut sommet de l'*Épire* (2 010 m). Il doit

cet avantage à une surélévation tectonique récente. L'anticlinal du *Tomaros* est limité sur sa face sud par un accident cassant complexe qui appartient à la fois au décrochement et à la faille de *Varyadhès* (I.G.R.S.-I.F.P. 99). Au Nord, il est scindé par le décrochement de *Pétoussi* qui le sépare de l'*Olytzaka*. Situé entre deux accidents à valeur de décrochement, la montagne se présente comme un bloc qui chevauche vers l'Est. Actuellement elle élève majestueusement un crêt gigantesque au-dessus de *Dodone*. Elle le doit à une faille verticale qui dénivelé le *Pantokrator*. (Cf. Fig. 6 p. 32).

En effet au pied de l'actuelle façade orientale, une longue butte de Lias chevauche le flysch et l'Eocène du synclinal de *Dodone*. Elle représente l'escarpement de chevauchement originel. En amont, au delà d'une dépression où s'est ouverte une vaste doline se dresse la paroi dont la base est atténuée par de très vastes talus d'éboulis dont les terminaisons viennent s'appuyer sur le revers de l'escarpement de chevauchement. On ne peut comprendre cette disposition si on ne fait pas intervenir le jeu de plusieurs accidents verticaux en amont.

En s'élevant dans les éboulis, on trouve des pointements rocheux qui affleurent dans la blocaille. Comme ils sont en place, ils prouvent que cette façade n'est pas le fait d'un accident mais de plusieurs parallèles entre eux. La paroi s'est ainsi trouvée finement débitée en lames dont l'usure rapide par la cryoclastie a entraîné la régularisation.

L'évolution actuelle peut suggérer les processus qui ont permis l'apparition de cet escarpement uniformisé. Au sommet, le versant présente un modelé ruiniforme composé de gendarmes que séparent des corridors où glissent les gélifracsts. Actuellement, ces coulières sont occupées tardivement par la neige jusqu'à la mi-avril et la gélifraction y est donc active au printemps. Ces éboulis recouvrent ainsi une nappe plus ancienne composée de cailloux anguleux entassés selon un arrangement openwork. L'induration y est locale, preuve d'une dissolution concomittante du calcaire. La nappe a été en outre légèrement incisée, preuve aussi qu'elle n'est pas actuelle et qu'elle date au plus tôt du Würm. Comme on ne trouve qu'elle, on pourrait en conclure que la paroi du *Tomaros* est récente. Comme on n'observe pas non plus de miroir frais on pourrait aussi affirmer que l'escarpement est antérieur au Würm mais postérieur au Mindel-Riss. Il en est de même de la façade de l'*Olytzaka* bien qu'elle ne soit pas tout à fait semblable.

L'*Olytzaka* est un bloc dissymétrique dont la face orientale est limitée par deux failles. L'une à la base met en contact le flysch et le *Pantokrator* ; l'autre à mi-pente provoque en particulier le redoublement des affleurements liasiques et post-liasiques (séries du Dogger et Vigla, J. Aubouin, 01 et I.G.R.S.-I.F.P.99).

La façade est cependant régulière et d'un seul tenant. Comme celle du *Tomaros*, elle n'est pas entièrement régularisée ; sa valeur est en effet supérieure à 30°. Ce peut être une preuve de son apparition récente. Elle est découpée par des thalwegs parallèles que séparent des interfluves triangulaires. En raison des accidents, la façade est un échafaudage de facettes régulières qui donne à l'ensemble une architecture majestueuse et équilibrée (Cf. Planche Photo H.T. n°7).

L'usure du versant a été relativement rapide en raison du broyage intense du *Pantokrator* et de l'abondance des affleurements de Vigla. Les chenaux uniques à la base sont en amont démultipliés. Le bassin torrentiel se décompose en de très nombreux ravins parallèles les uns aux autres et localisés sur des fractures. Les chenaux par gélivation cryonivale finissent ainsi par canneler la paroi. Mais étant donné la pente et sans doute l'enlèvement de la neige des interfluves par le vent hivernal, les cloisons qui séparent les rigoles se présentent émoussées. Les vallons s'approfondissent moins vite que ne s'effritent les cloisons mitoyennes. Ainsi chaque bassin de réception fonctionne en partie en niches de nivation et montre qu'une érosion sélective cryonivale actuelle défigure d'anciens bassins torrentiels. Les accumulations sont en effet plus diversifiées que sous le *Tomaros* et révèlent l'influence de l'érosion linéaire dans l'évolution de la paroi.

En effet à sa base s'étalent de vastes cônes de déjection jusque dans le poljé de *Dodone*. La fraîcheur du matériel les fait dater du dernier maximum froid. Leur réincision actuelle indique que le ruissellement l'emporte désormais lors de la fonte des neiges et ne ressemble plus aux débâcles du Würm. Il faut ainsi distinguer les nappes étalées sur le talus de flysch et les cônes réincisés qui s'avancent vers *Dodone*. Les nappes fossilisent la topographie aplanie du talus de flysch. Elles forment un manteau épais d'à peine un mètre et sont semblables aux éboulis en vrac d'*Astakos*. Elles correspondent à un étalement de débris par des processus aréolaires. Elles peuvent dater du Würm et correspondre à l'attaque du versant tectonique nouvel-

lement formé. Les cônes en revanche se situent à l'extrémité de chenaux profondément incisés dans le talus de flysch. Ils correspondent à des constructions liées à des débâcles nivales. Les cônes plus récents, cônes gris, que l'on observe à l'extrémité des chenaux qui incisent les anciennes nappes torrentielles, sont en revanche des constructions dues aux torrents actuels.

La paroi évolue sous l'action des coulières à neige, l'aval est au contraire disséqué par des processus torrentiels de type méditerranéen.

Comme pour le *Tomaros*, l'*Olytzaka* doit son altitude actuelle à des mouvements tardifs du Quaternaire.

2.°. Signification des versants de pli-horst.

Ces différents massifs montrent qu'en raison de l'altitude leurs parois régularisées peuvent continuer à évoluer.

Les processus ne sont plus la simple cryoclastie. Le système morphogénique actuel allie les processus cryonivaux, le ruissellement à la suite de fontes successives au cours de l'hiver et les éboulements sous l'effet de l'appel au vide et du soutirage dans le flysch du piémont quand les torrents sont actifs.

Du point de vue tectonique, on se trouve devant des blocs d'un style moins représentatif de l'*Épire* que de l'*Acarnanie* ou de la *Crète* (P. Birot, 18 et J.P. Bonnefont, 31). Le golfe d'*Ambracie* est à ce point de vue une limite nette. Ces blocs sont liés à la présence de décrochements dont l'activité tectonique s'est poursuivie au cours du Quaternaire. Il apparaît que le pli-horst est ainsi situé à proximité des zones de coulissage qui débitent en petits fragments le rebord des Hellénides.

Du point de vue morphologique, ces mouvements de surrection ont déséquilibré les façades et permis aux systèmes morphogéniques d'attaquer à nouveau les versants hérités ou récents. Les éboulis ont ainsi une valeur morphoclimatique et morphotectonique.

D'après le versant d'*Astakos*, pour les plis qui ont évolué en horst, on peut proposer trois types de versant.

- le premier comporte un versant déclive avec parfois une corniche résiduelle dans le calcaire. Ce versant hérité d'un pli-faille, représente un secteur stable depuis le Quaternaire ancien. Le talus de flysch altéré est fossilisé

par la série détritique du Würm moyen en raison sans doute de la trituration tectonique. On a un versant régulier associé à un versant couvert du Pleistocène terminal.

- le second associe un versant calcaire coupé de parois multiples contemporaines de la 3^e génération des rejeux quaternaires, et un versant glacis de flysch recouvert par des dépôts indurés du Quaternaire ancien, contemporains de la 1^e génération des rejeux quaternaires. On a un versant post-mindélien associé à un talus couvert mindélien. Ce dernier a été en outre dénivélé ou gauchi par des mouvements qui se situent après le Mindel et avant le Würm.

- le troisième présente un versant calcaire à parois incisées par des torrents au profil longitudinal irrégulier. Un talus de flysch dénudé ou couvert de dépôts récents est avant tout marqué par la morphogénèse holocène. On a un versant calcaire mindélien dénivélé par des failles récentes associés à un talus lui aussi récent.

Ces façades se caractérisent par l'association de versants d'âges différents. Cette situation est le résultat de la trituration tectonique et des rejeux de faille. Le premier type de versant en rend compte. Le calcaire cataclaté est fragile et les versants s'y régularisent rapidement. Dès que le profil d'équilibre est atteint, la pente cesse d'évoluer. La trituration tectonique continue à influencer le modelé si des gauchissements raidissent à nouveau la pente. Les rejeux tectoniques récents semblent au contraire immuniser le calcaire, car les cônes réalisés sont de faible volume. Cette immunité de la paroi s'explique par une induration liée à la présence d'un enduit calcaire déposé lors d'une reprise de la dissolution karstique en raison du gain récent d'altitude. Enfin ces parois sont de type péirogénique et leur énergie de relief a pu être acquise grâce à la dernière génération des rejeux de faille. En effet les mouvements de compression se sont poursuivis jusque dans le Quaternaire récent. Les mouvements de distension générateurs de horst débutent à la fin du Pleistocène (Würm).

Le pli-horst est donc une forme nouvelle en Grèce occidentale. Ce type d'évolution des plis doit moins à la halo-tectonique que les formes de compression. La nouveauté réside aussi dans le fait que ces reliefs sont liés à des accidents méridiens. En effet il existe des horst transverses en Épire et à Corfou liés à des décrochements E.W. dont l'activité se situe à

n'importe quel moment de l'orogénèse. D'après les travaux de l'I.F.P. (I.G.R.S.-I.F.P. 99), un horst transverse divise *Corfou* depuis la baie d'*Ypsos* jusqu'au cap de *Paléokastritsa*. Un horst nord dont le pendage général est dirigé vers le Sud est bordé de gypse. Un horst Sud, dont la pente est orientée vers le Nord domine le *Xéroméros* corfiote. Or les failles limitrophes apparaissent sur le terrain comme des décrochements ; les stries sont horizontales. A l'extrême ouest de la cloison, le Vindobonien qui recouvre les calcaires montre une réduction d'épaisseur et un biseautage des séries. Les horsts et les décrochements ont ainsi fonctionné dès le Vindobonien.

On constate donc une grande différence d'âge entre les deux structures ainsi que des directions différentes. A la limite, les parois calcaires de plis-horst peuvent passer pour le type de versant lié à une néotectonique qui n'est pas la simple séquelle des grands effondrements post-orogéniques.

Il est aussi remarquable que les parois les plus caractéristiques en dehors de celles situées à proximité des décrochements soient localisées au dessus des golfes atténués de Pliocène. Elles appartiennent ainsi à l'unité du domaine littoral actuel dont le découpage est dû à des jeux de failles obliques aux directions de la compression.

3. Les parois calcaires des plis déversés.

Les parois calcaires permettent de préciser les phases morphologiques et les étapes tectoniques qui ont affecté les versants bordiers des plis déversés.

Les versants étudiés se situent en *Épire de l'Ouest*. La comparaison des parois entre elles peut facilement s'établir en raison de leur évolution et de leur modelé semblables. En même temps ces versants qui ont donc une valeur générale, participent chaque fois à un agencement régional du relief. En effet si tous sont limités par un escarpement de chevauchement, celui de *Paramythia*, le plus haut, domine la vallée du *Cocyté*, celui de *Margariti* un bassin poljé, celui de *Parga* le littoral. (Cf. Fig. 5, p. 30 et Carte H.T. coupure W).

L'évolution générale qui consiste en l'analyse de la mise en pla-

ce progressive du chevauchement, est aussi marquée d'un particularisme régional fondé sur des réajustements tectoniques locaux. Ces derniers commandent l'altitude du versant, la tension de leur profil et la dégradation de leur modelé, en définitive, l'évolution de leur morphologie.

Ces trois parois d'*Épire* sont examinées successivement ainsi que celle de *Zaverdha* en *Acarmanie*. La diversité de leur profil permet de recenser toutes les évolutions selon la particularité du niveau de base. Au cours de leur description, il est fait aussi allusion à titre de comparaison, à d'autres versants situés en *Épire orientale* ou dans les îles.

3.1. La paroi de *Paramythia* (Cf. Fig. 43, p. 218 et Carte H.T.).

Cette paroi est un versant griffé de torrents et affecté de panneaux à déclivité variée. Elle se substitue peu à peu au flanc déversé de l'anticlinal qui chevauche le rebord oriental du synclinal de *Paramythia*. Elle est précédée au delà de la ligne de faille par des tabliers de brèches indurés, dépôts de piémont démantelés et karstifiés.

L'escarpement doit la tension de son profil et son altitude à l'évolution tectonique du pli. Celle-ci se poursuit par des jeux de faille qui transforment le flanc déversé et renforcent le rôle des contrastes litologiques entre le calcaire et la dolomie (Cf. Planche Photo H.T. n°4).

S'il faut envisager l'évolution de la paroi, il faut aussi considérer la construction du piémont à travers un bassin plus proche de la plaine de niveau de base que de la vallée de montagne (Cf. Carte H.T. *Paramythia*).

3.1.1. Le flanc structural : les étapes de la mise en place.

La paroi qui se développe parfois dans le calcaire de *Pantokrator*, parfois dans les dolomies entre le décrochement de *Pétoussi* au Nord et les gorges de l'*Achéron* au Sud, est un versant d'origine tectonique. Elle dérive d'un flanc déversé.

Cette situation est liée à la compression orogénique puisque le *Pantokrator* chevauche le flysch pré-orogénique. La vigueur de la poussée explique l'exiguïté de la charnière et l'étroitesse de la ligne de crête. Cette

compression semble s'être poursuivie après la crise orogénique majeure. Deux faits le font penser. De nombreux paquets glissés, dalles de décoiffement (J. Goguel, ⁸⁶ et M. Mattauer, ¹¹⁹) accompagnent l'accident et sont apparus tardivement puisqu'ils ont glissé le long du talus de flysch recouvert par les nappes détritiques indurées. De même l'écrasement du flanc est à ce point intense qu'il facilite au-dessus de *Paramythia*, comme à *Glyki*, l'arrivée tardive du gypse. Ce dernier a toutefois précédé la mise en place des paquets glissés puisqu'à *Glyki* il est lui-même glissé. Ces faits montrent que le chevauchement s'est mis en place au cours du Néogène et qu'il s'est poursuivi au cours du Pleistocène.

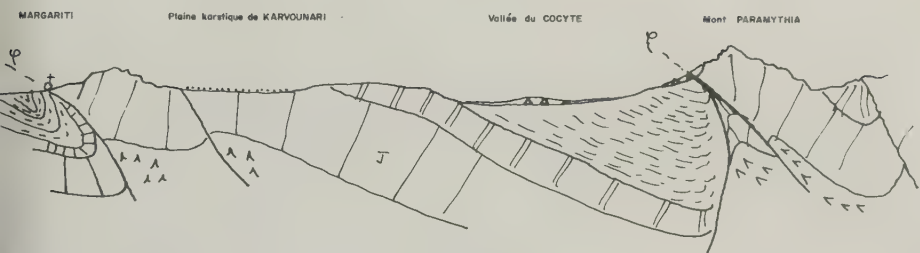
De même la compression ne paraît pas avoir eu la même intensité le long du chevauchement. L'accident est parfois vertical, parfois chevauchant. Tout se passe comme si il y avait une superposition de tectoniques. On passe en effet en apparence du pli-faille, au pli chevauchant et au pli-horst. En fait on ne peut négliger les influences de la halotectonique dans cette répartition de secteurs aux caractéristiques tectoniques différentes. Celle-ci transforme en mouvement vertical une compression tangentielle au cours de l'évolution, par effet de bourrage.

Il semble qu'on puisse en donner si non la preuve du moins les effets en considérant les altitudes de la crête. Au Nord le massif de *Korí-las* culmine à 1 650 m alors qu'il se situe à la terminaison périclinale nord. Au centre, la crête de *Torilla-Péravounis* s'allonge à 1 100-1 200 m. Le mont du *Péristéri* au Sud domine la terminaison périclinale sud à 1 400 m.

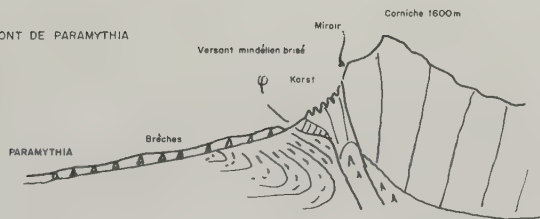
Cette inversion structurale suppose deux temps dans la mise en place de l'escarpement de chevauchement. Le premier est responsable du déversement de la voûte sur le flysch ; le second singularise les extrémités par des mouvements à court rayon de courbure qu'accompagnent des arrivées de Trias localisés justement aux terminaisons du pli. La conséquence de cette évolution est de provoquer une dispersion de l'énergie lors de rejeux postérieurs. Il y a ainsi une situation structurale qui caractérise le Néogène et qui influence les crises tectoniques tardives. Il en résulte une diversité de versants structuraux dont P. Birot a fait la typologie (21).

La surrection du pli de *Paramythia* et des autres identiques date de la phase majeure du Burdigalien (I.G.R.S.-I.F.P. 99). Mais l'unité du *Souli-Paramythia*, depuis l'Eocène supérieur et pendant l'Oligocène montre une

Escarpement de Paramythia
Disposition générale



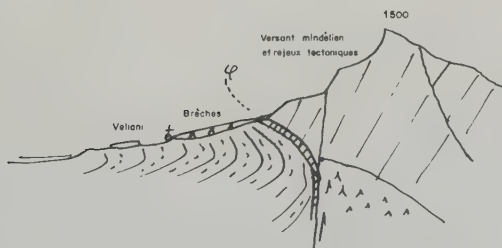
FRONT DE PARAMYTHIA



Front de Pantokrator avec brèches anciennes

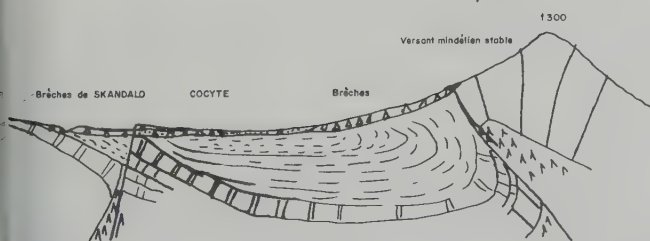
Brèches indurées, dépôt mindélien

Karstification (argile: kaolinites)
 Rejeu ultérieur



Front avec rejeu de faille.

Brèches sur le flysch démantelées par l'érosion



Vallée du Cocyte

Brèches de Skandalos

Flexure d'un tablier et surimposition du Cocyte.

tendance à se soulever au point d'émerger en partie dès l'Aquitanién (I.G. R.S.-I.F.P.99). L'affleurement actuel de dolomie doit se situer à l'emplacement de ce mont primitif. Le tracé général de l'accident peut ainsi remonter au moins à l'Aquitanién. Les autres phases sont post-orogéniques. On passe ainsi d'une pré-tectonique à une tectonique syn-orogénique et à une post-tectonique (J. Aubouin, 04). Le problème est de savoir s'il s'y surajoute une néo-tectonique quaternaire. Car on passerait du versant d'orogénèse au versant d'épirogénèse. Or ce dernier est fréquent à l'Ouest de la Grèce Occidentale, en Acarnanie. Existe-t-il en Épire ou bien le golfe d'Ambracie joue-t-il le rôle d'une barrière morpho-tectonique ? L'analyse du modelé peut aider à répondre.

3.1.2. Le versant d'érosion.

Les massifs de *Korillas* et de *Péristéri* s'opposent à la crête de *Péravouni*. Cette opposition d'abord structurale est fondée aussi sur des différences morphologiques. Pour analyser l'évolution du versant, on peut d'abord définir un profil type à partir du versant de *Paramythia* et le comparer aux variantes qui existent dans chacun des autres massifs. La description du profil type selon la méthode utilisée pour les versants de pliorhorst s'efforce d'établir les rapports qui peuvent exister entre le modelé, les dépôts de pente et l'instabilité tectonique de la paroi.

a) Constitution et évolution du versant type : la paroi de *Paramythia*.

(Cf. Fig. 43 b (1) p. 218).

Le massif de *Korillas* taillé dans le *Pantokrator* termine au Nord le mont de *Paramythia*. L'homogénéité du faciès permet ainsi d'écarter toute confusion avec les parois verticales situées au contact du calcaire et de la dolomie et d'analyser sans équivoque les rejeux tectoniques possibles. Sa face ouest au-dessus de *Paramythia*, se dresse avec majesté jusqu'à 1 600 m. Elle s'est accrue d'un vaste tablier de brèches qui constitue un piémont démantelé.

Le versant calcaire s'élève entre 800 et 1 600 m et présente un profil irrégulier. Il débute par un versant convexe, griffé de couloirs séparés par des interfluves émoussés, écorné par des bassins torrentiels et

tranché par de courtes parois séparées par des fractures. Ce panneau défiguré par la neige et rongé par la cryoclastie actuelle donne à la façade une allure de haute montagne. A sa base il s'infléchit vers l'aval pour se raccorder à un versant moins vigoureux recouvert par des éboulis épars. Ce palier se situe entre 1 250-1 200 m et s'interrompt brutalement par une paroi verticale. Le plus souvent dénudée, elle est incisée par des coulières à la sortie desquelles s'accumulent de petits cônes de débris. Ceux-ci prennent appui sur un panneau plus vaste. D'une pente régulière entre 1 200-et 900 m, il est parsemé de blocs et envahi de buissons ras dont l'implantation est guidée par les diaclases. La régularité de cette pente s'impose même dans les secteurs balayés par les torrents, hérissés de lapiés et crevés d'anciens boyaux karstiques. Comme le précédent, ce versant se termine par une paroi cette fois d'une centaine de mètres de haut, perforée de résurgences mortes et enduite d'une croûte concrétionnée. Ce mur domine le flysch et regarde les talus de brèches situés en contre bas. Des nappes et des cônes d'éboulis comblent peu à peu un couloir d'érosion qui s'intercale entre la paroi et le rebord des tabliers.

Les tabliers s'étendent sur le flysch, jusqu'à la plaine alluviale du *Cocyté* qu'ils dominent d'une corniche, en un manteau continu et bosselé tout au long d'une dénivellation de cinq cent mètres. Un maquis de chênes-kermès y recouvre un karst à dolines comblées de terre marron qui recouvre des sols plus rouges. Ces dépressions sont parfois éventrées par des ravins incisés jusqu'au substratum de flysch.

Ainsi les corniches et les versants calcaires aux dépens desquels en outre se constitue le modelé actuel, appartiennent à un premier versant, dénivélé depuis.

Celui-ci est le résultat d'un système morphogénique capable de développer une pente d'érosion dans le *Pantokrator* et d'accumuler des nappes d'épandage. Peut-on considérer les parois qui le dénivellent comme des miroirs qui résulteraient d'une phase nouvelle de tectonique en distension ?

Si oui, les rejeux de faille sont postérieurs aux dépôts des tabliers de brèches puisque les miroirs dominent les nappes et qu'ils dénivellent le versant nourricier selon les critères établis par P. Birot (20). Dans ces conditions, les parois verticales seraient des miroirs de faille sauf pour leur plus bas secteur révélé par l'érosion du flysch (escarpement

de ligne de faille). Le gain d'altitude aurait fait passer la zone des sommets de 1 300 à 1 600 mètres transformant également les conditions de l'érosion.

Ainsi le modelé de haute montagne pourrait être consécutif à ces mouvements. La corniche résiduelle serait défigurée par une cryoclastie dont l'agressivité aurait été renforcée par ce surcroît d'altitude, hissant ces sommets dans l'étage défini en *Grèce centrale* par P.Y. Péchoux (135). Le réseau des géoclasses qui accompagne toute zone de pliure (J. Debelmas, 54), aurait été exagéré par les gélivures dont l'influence apparaît aujourd'hui exclusive à partir de 1 200 m. Les mouvements tectoniques récents sont donc indirectement responsables du modelé et de la constitution d'un relief de chevrons et de piliers à cet étage. Ils pourraient être aussi responsables du démantèlement des brèches de piémont.

Il semble en effet que les accidents verticaux aient recoupé obliquement le versant. S'ils dénivellent la partie calcaire de *Paramythia*, ils ont tranché le sommet des brèches près du décrochement de *Pétoussi* et la commissure des talus près d'*Ayios Nikolaos*. Tout se passe comme si le mouvement de chevauchement se poursuivait de la même façon qu'au-dessus de *Delphes* (P. Birot, 17). Le calcaire de l'escarpement passe sur les brèches dans certains secteurs, car l'aplatissement des débris change. Des éclats de calcaire, en surface, comme schisteux signe d'un écrasement (J. Goguel, 86) se mêlent aux débris isogoniques des brèches de pente. Cette zone de rejeu prend en écharpe le versant et en même temps elle change de nature puisque chevauchante sous l'influence du décrochement et du poids des blocs au Nord, elle devient de distension au-dessus de *Paramythia*. Son orientation N,NW. est semblable à celle des mouvements tardifs.

En fait, il ne peut être apporté aucune preuve de cette instabilité postérieure à la constitution du piémont détritique. Il ne semble pas qu'il y ait une néotectonique tardive caractéristique d'une distension. Au contraire, il semble que les mouvements de compression se soient poursuivis après la constitution du piémont puisque le calcaire du Lias a tendance à recouvrir la limite amont des brèches indurées. Il faut plutôt conclure à des mouvements superficiels qui relèvent d'une tectonique pondérale. Les miroirs révèlent des accidents verticaux qui traduisent une instabilité en

relation avec l'expansion des évaporites comprimées. Les extrusions et les replis calcaires que l'on observe à la base de l'escarpement traduisent aussi cette évolution tardi-pleistocène du chevauchement. En conclusion, il ne semble pas que l'escarpement de chevauchement se transforme en paroi de pli-horst.

On peut dresser les étapes de la morphogénèse de cette paroi à travers l'étude des tabliers indurés, du karst qui les affecte, et des dépôts superficiels plus récents.

Les tabliers indurés s'étendent toujours au-delà de la ligne de faille et toujours sur le flysch. Dans les ravins qui y sont incisés, ils montrent une succession et une superposition d'apports dont l'épaisseur augmente vers l'aval. Ils sont inclinés à moins de 25° et recouvrent l'ancien versant du talus de flysch. Leur pente toutefois plus faible que celle des talus de gravité et leur vaste étendue obligent à les considérer comme des dépôts transportés. Leurs ondulations transverses indiquent que leur mise en place a pu se faire sur un avant pays faiblement disséqué. Or, à *Paramythia*, à l'aval de l'accumulation, après une dénivellation de cinq cents mètres, les brèches restent anguleuses, hétérométriques, peu stratifiées, en vrac. Des blocs s'y mélangent aux plaquettes et aux pavés. Parfois un semblant de strates s'organise par disparition des gros éléments vers le haut sans qu'il y ait un changement dans l'émoussé, dans la disposition et dans l'induration du matériel. Deux nappes pourraient ainsi se superposer et révéler l'atténuation ou la disparition du processus qui livre les plus gros blocs. A l'aval, dans un ensellement, l'émoussé est exceptionnellement net et, par un passage progressif, la stratification en lits contraste avec les dépôts voisins. Il se peut que cette disposition soit liée à la présence d'une nappe lacustre qui aurait tronqué le sommet d'actuelles avant-buttes de flysch.

L'induration du matériel est très inégale. Au sommet, la solidité du dépôt est liée à un ciment calcaire ; à la base, elle est provoquée par un effet de calage et d'imbrication des éléments plus que par la présence d'un ciment grumeleux et argilo-calcaire. Cette composition s'explique par la proximité du flysch, par le ruissellement des fins à travers l'éboulis, par une solifluction enrichissant en matrice fine l'extrémité des éboulis. Cette différence dans la nature du ciment reflète des variations d'écou-

lement, au fur et à mesure de la mise en place de ces nappes épaisses parfois de vingt mètres. Cette disposition affecte aussi bien le profil longitudinal que le profil transversal. En surface, la consolidation est renforcée par un calcin en plaques le long des rainures du karst. Ces modes différents d'induration indiquent des périodes successives de cimentation. L'une se fait dans la masse du dépôt ; l'autre, après sa karstification. Ainsi les brèches sont inégalement cimentées, présentent une médiocre usure mécanique malgré un transport certain et se caractérisent par un mélange granulométrique. Le ciment calcaire au sommet devient plus argileux à la base. Cette transformation s'explique par la persistance d'un drainage dans les zones amont. La matrice est partiellement demeurée en place à l'aval et même a été enrichie de particules percolées. Tout se passe comme si il y avait eu une substitution progressive du haut vers le bas de la matrice par le ciment. Un tel dépôt se rapproche de ceux décrits par P. Birot à *Delphes*, dans la région d'*Arakhova* (17) par E. de Vaumas à *Chypre* (166), par L. Faugères en *Thessalie* (75) ou de ceux des *Monts du Valtos* (B. Bousquet et J.P. Charre, 39).

La disposition sédimentologique suggère que la mise en place de ces tabliers s'est faite sous un climat aux saisons contrastées. Les processus ont été, en effet, capables de fragmenter la roche rendue fragile par une intense trituration tectonique. Les débris ont l'allure de gélifracsts et la cryoclastie en est responsable. L'angulosité des éclats, les arêtes vives, l'absence d'altération ou de marques de dissolution sur les fragments le confirment. En même temps les processus ont été capables de transporter les débris sans les émousser grâce à la matrice solifluée que fournissait le flysch. L'absence de tout sol d'altération montre que la nappe s'avancait sur des talus dénudés par rhexistasie. Ces nappes sont contemporaines de l'anaglaciale défini par E. de Vaumas (164). Ensuite par lavage, la blocaille des coulées est apparue. Dès cet instant, la cimentation a pu se réaliser et indurer partiellement le cailloutage des versants. Elle a dû suivre de près l'élimination de la matrice. L'induration profonde est liée à une phase plus humide capable d'entraîner une dissolution des calcaires et des brèches, une reconquête de ces zones, auparavant stériles et instables, par la végétation et par un sol élémentaire. La période cataglaciale peut être le moment de la cimentation. Le climat pourrait être semblable à un climat montagnard méditerranéen à neige printanière abondante, alors que les éboulis se réchauf-

faient rapidement.

Toutefois la véritable karstification caractérisée par la corrosion plus que par l'encroûtement est contemporaine de l'interglaciaire. Sur la paroi calcaire, les mouvements tectoniques ont révélé ce karst. Ils ont recoupé et dévoilé les orifices désormais suspendus. Ils ont entraîné l'effondrement des plafonds des boyaux et provoqué l'apparition de niches d'érosion. La phase d'induration des tabliers se rapporte en revanche à une période plus fraîche et humide au cours de laquelle les variations de température entre le jour et la nuit, entre les éboulis et l'eau qui sort des parois joue un rôle capital. Les derniers épandages pierreux qui terminent cette accumulation de piémont et qui fossilisent en partie la ligne de faille, datent de cette phase.

Les brèches sont donc d'origine morpho-climatique, mais on ne peut rejeter une origine sismique. L'escarpement de chevauchement présente la situation structurale la plus apte à créer des surplombs et à nourrir des éboulis et des éboulements. Mais le repos tectonique semble avoir gagné très vite la paroi comme le sousentend au sommet des nappes la disparition des plus gros éléments et la généralisation des nappes d'éboulis à tous l'escarpement.

Les brèches sont en fait polygéniques. Elles ont été le produit conjugué du climat et de la tectonique au début, ensuite elles ont été le résultat unique de processus morpho-climatiques où l'hétérométrie des débris s'explique alors par la double intervention d'une macro- et d'une micro-gélification. Leur faible usure s'explique par l'intervention de la solifluction ou des avalanches et par l'absence du ruissellement.

Tout concourt enfin à montrer que les nappes sont antérieures à la période bio-altérante responsables des sols rutilants. L'importance de la carapace détritique et la solidité de son ciment ont permis le développement de formes karstiques, des lapiés et des dolines de dissolution tapissées de terres rouges. Connaître les constituants phylliteux des argiles résiduelles était essentiel puisque ces sols rouges étaient postérieurs à la formation détritique qui les contenait. Ces tabliers étant Quaternaires, les argiles étaient contemporaines d'une phase bio-pédogénique précise du Quaternaire. L'analyse de plusieurs échantillons pris dans divers tabliers semblables montre que ces anciens sols sont remarquables par l'abondance de la

kaolinite et par l'absence de montmorillonite et de tout complexe gonflant.

Origine	Kaolinite	Chlorite	Illite	Montmorillonite
Paramythia	45 %	traces	55 %	
Derviziana	40 %	20 %	40 %	
Kassidiaris	47 %	20 %	33 %	

Les kaolinites sont donc postérieures à la mise en place des nappes détritiques et ne sont pas un héritage du *Mont de Paramythia*, ni du flysch qui n'en contient pas. Elles sont révélatrices d'un climat chaud et humide. Leur élaboration a dû se faire sous un couvert végétal sans doute de savane arborée (P. Birot, 19). La goethite qui leur est associée, semble aussi l'indiquer. Bien qu'elle soit peu révélatrice du climat, elle suppose une forte température du sol. Enfin le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 est égal à 2,1 et concorde avec la présence de kaolinite.

On en conclut que les argiles contenues dans le karst des brèches pleistocènes ont été formées au cours d'une période bio-altérante. Cette dernière révèle l'existence d'un climat chaud à pluviosité saisonnière.

On peut résumer l'évolution du versant au cours du Pleistocène ancien et moyen en montrant qu'à une première phase climatique froide et humide a succédé une période encore plus humide avec un ruissellement vite enrayé par la progression de la végétation. Celle-ci devient une savane arborée sous un climat chaud et humide. La première période date du Pleistocène ancien étendu jusqu'au Mindel étant donné la complète absence d'indices interglaciaires au sein des brèches. La deuxième période caractérisée par la karstification et l'élaboration d'argiles rouges peut figurer l'interglaciaire Mindel-Riss connu en Méditerranée pour être un interglaciaire long et chaud (P. Gabert, 79 et J. Demangeot, 55). Les premiers mouvements tectoniques du Quaternaire peuvent ainsi appartenir au Pleistocène ancien. Les ultimes mouvements sont postérieurs à cet épisode chaud du Mindel-Riss, puisqu'ils recourent un karst profond. Les argiles que contenaient un conduit, se répartissent ainsi :

- kaolinite 30 % - Illite : 33 % - Montmorillonite : 19 %

Illite Montmorillonite : 18 %.

Elles sont semblables aux argiles des brèches. La présence du complexe gonflant est à mettre en relation avec le milieu confiné du conduit.

Les éboulis récents du versant calcaire et ceux constitués aux dépens des brèches de piémont précisent l'évolution ultérieure et confirment indirectement l'évolution précédente.

La construction des cônes d'éboulis provient de la désagrégation mécanique des roches. Sur cette paroi, l'hiver est rigoureux ; la neige recouvre les sommets en abondance et le gel nocturne en automne comme au printemps y concasse le calcaire. Le *Pantokrator* est en effet un calcaire assez gélif lorsqu'il a subi un broyage tectonique. Du reste la sensibilité au gel de ce matériel n'a fait que s'accroître depuis l'orogénèse. Actuellement, les éboulis constituent en pavage superficiel et discontinu sur les panneaux couverts de végétation et sur les brèches elles-mêmes. Ils sont en outre plus épais dans les entonnoirs torrentiels dont l'engorgement prouve que les processus de fragmentation conservent toujours plus d'importance que ceux du ruissellement, à partir d'une certaine altitude. Les torrents actuels ne se constituent en effet qu'à la limite des accumulations et peuvent inciser quelques cônes plus importants qui débordent la limite habituelle de ces formations. En particulier, sur un panneau du versant de *Paramythia*, les chenaux instables balayent les débris au point de dégager des auges et de donner au versant un modelé exceptionnel de baquets accolés, hérités eux-mêmes, sans doute, d'anciens conduits karstiques révélés. Les éboulis naissent à partir des pentes raides et s'épaississent en aval sur une pente moins déclive où ils s'étalent. Ils recouvrent une pente régulière héritée. Ils sont à peine consolidés, colonisés par des buissons ras et parfois ravinés par des torrents épisodiques d'orage ou approfondis par des coulées de neige qu'ils canalisent. Ils témoignent de la persistance de la cryoclastie et de l'influence d'une période périglaciaire plus ancienne. Ces plaquettes de petite taille, isométriques sont semblables à celles que l'on trouve à la surface des brèches. Ces débris sont repris par la gélifluction ou par des coulées courtes de solifluction dont la matrice peut être constituée par d'anciennes altérites argileuses. En outre, l'altération de ces cônes est nulle et leur consolidation par cimentation à peine ébauchée. Le meilleur exemple est donné par le flanc méridional du *Zoumbani*. Cette paroi alignée à sa base sur une des failles du décrochement de *Pétoussi* est atténuée par des cônes gris qui en profondeur deviennent ocre jaune. Ils tapissent des coulées que séparent des pinacles. En aval, ils recouvrent en partie des dolines. Proches de la crête litée, ils

ont été édifiés lors d'une période assez froide du Pleistocène supérieur. Une attaque similaire s'observe sur les miroirs récents des failles. Certains murs sont d'une réelle fraîcheur et sont des exhumations récentes ; certains sont enduits de concrétions ; certains disparaissent sous des éboulis. Jamais toutefois les éboulis du Würm ne recouvrent les anciens tabliers indurés. En outre tout se passe comme si il y avait un hiatus de sédimentation détritique entre les tabliers indurés et les cônes würmiens.

Les séries de rhexistasie qui représentent le Riss et que l'on observe à la base des versants du *Mutsoraki* et du *Stanos* sont absentes. Les pentes les moins déclives en *Pantokrator* semblent l'avoir été encore trop pour que la végétation de la période bio-altérante du Quaternaire moyen ait pu être assez dense pour fournir un sol épais. La dissolution devait l'emporter et le ruissellement par infiltration ne pouvait favoriser la pédogénèse. En revanche, sur les brèches, on rencontre des cônes en vrac, fortement argileux, canalisés par des chenaux qui éventrent les dolines. Pour des raisons locales mais significatives de telles formations ont pu se constituer. Le Riss existe donc là où l'altération bio-pédogénique du Mindel Riss a pu se développer.

Les parois qui proviennent des rejeux, semblent, comme pour le versant d'*Astakos*, mais pour d'autres causes, n'apparaître qu'après le Riss. En effet, comme la gélifraction würmienne livre des débris remarquables par leur homométrie et que nulle déformation ne les affecte, les rejeux semblent se situer au début de la dernière période froide. Le Riss semble avoir été marqué par une certaine stabilité tectonique, et par une certaine sécheresse, et l'interglaciaire Riss-Würm semble avoir été une période de faible pédogénèse en raison des conditions climatiques du moment.

Les formes d'érosion récentes sont donc postérieures au Riss. Le karst ancien a pu à nouveau fonctionner et encroûter les miroirs aux bouches des orifices sectionnés. Les versants surélevés ont pu être attaqués à nouveau.

En définitive, le versant de *Paramythia* est d'origine tectonique. La transformation en versant d'érosion s'accélère à partir du moment où les vastes tabliers de piémont se constituent, c'est à dire au cours du Pleistocène ancien. Depuis en raison des retouches tardives d'origine tectonique et halocinétique, les processus d'ablation se sont poursuivis selon les fluctua-

tions climatiques du Quaternaire moyen et récent. La paroi calcaire s'est morcelée en panneaux où se juxtaposent des secteurs de roche à nu et des secteurs atténués d'éboulis.

Les versants des extrémités sud et nord du *Mont de Paramythia* permettent de compléter et de préciser certains processus de cette évolution.

b) Les secteurs de comparaison

- Le versant d'*Elefthochori*.

Il se développe dans le *Pantokrator* à partir d'un panneau d'un seul tenant incliné à 33°. Sa base est contiguë aux brèches dont la pente s'infléchit vers l'aval, ou bien elle s'en trouve séparée par des têtes de vallons incisés dans le flysch que les tabliers protègent mal de l'érosion du haut *Cocyté*. Ces ravinement à vif s'emboîtent parfois à l'intérieur de vallons plus anciens dont les limites amont ne dépassent pas l'affleurement de brèches.

Ce type de versant enveloppe la terminaison du massif de *Korilas* et s'étend entre 1 200 et 500 mètres. Il se présente comme un versant au piémont désorganisé par une reprise d'érosion récente, semblable au versant de *Skoulikharía* (B. Bousquet et J.P. Charre, 39). Le fait remarquable est la pente régulière de la partie calcaire. Ce versant régularisé est à peine entaillé par des coulières actuelles. Cette situation est due en fait à la stabilité de la base du versant, car la reprise d'érosion aval n'atteint pas encore la paroi rocheuse. La dernière crise tectonique est ici contemporaine de la constitution du piémont détritique.

- Le massif du *Pēristēri* (1 320 m) domine au sud la sortie des gorges de l'*Achéron* et la vallée du *Cocyté*. Il est taillé dans le *Pantokrator* et sa ligne de crête correspond à la charnière anticlinale⁸. Le versant de *Choïka* correspond donc au flanc ouest déversé que jalonnent des paquets glissés. Une ablation intense a engendré les nappes indurées de *Gliki*, *Choïka* et *Gar-diki*. Elles s'avancent dans le val de *Paramythia* et s'appuient sur le pointement calcaire qui émerge au sein du synclinal de flysch au droit de *Skandalon*. Elles sont partiellement ennoyées par les alluvions du *Cocyté*. Les brèches du *Pēristēri* représentent une coulée complète bien qu'elles aient été dégradées et tronçonnées. Elles participent à un type de versant exceptionnellement bien conservé depuis le Quaternaire ancien. (Cf. Fig. 44, p. 228).

*Les versants du flanc-ouest des monts de Paramythia
Le massif du Péristéri
Versant de Choïka*



Tabliers de brèches attaqués par l'érosion régressive des affluents du
Cocyte
Versants réglés dans le calcaire de Pantokrator



Tabliers de brèches disséqués
Versants réglés dans le calcaire de Pantokrator
Vallons fossilisés par les brèches

Le profil de la paroi calcaire est très régulier. Il diffère de celui de *Paramythia* en ne possédant qu'une très faible corniche résiduelle et ressemble à celui d'*Elefthochori* en n'offrant aucune paroi intermédiaire. Il se caractérise par son modelé composé de versants évolués, proches de la pente de Richter où se succèdent des vallons et des interfluves arrondis. On est proche ici du versant convexe (Cf. Fig. 43 b (3) p.218).

Les brèches s'étendent au delà de la ligne de faille, mais elles fossilisent en-deçà d'anciens chenaux torrentiels qui indiquent à la fois la plus grande stabilité du versant et le rôle joué par l'humidité lors de la constitution des nappes indurées. L'interpénétration du versant et des éboulis est donc plus poussée qu'à *Paramythia* où il n'existe qu'une juxtaposition des éléments en raison de la plus grande instabilité tectonique. Cette différence s'explique par un assouplissement dans ce secteur des mouvements tectoniques cassants au cours du Quaternaire (Cf. Fig. 43, p.218).

La pente d'érosion développée dans le *Pantokrator* possède une déclivité semblable à celle des versants d'*Elefthochori*. Les brèches y sont semblables aussi. Elles ont la même angulosité et la même hétérogénéité, la même absence de stratification et la même induration. Les fragments restent très grossiers et très massifs. Le ciment calcaire consolide les nappes. Il les fait adhérer au versant. Le modelé du versant calcaire reflète l'action d'une gélivation qui émoussait les interfluves alors que les petits vallons s'empâtaient de débris. En aval, le flysch fluait par gravité et entraînait les plaquettes selon les à-coups des coulées boueuses. Les nappes s'étalèrent au point de barrer en partie le val de *Paramythia*. Ensuite l'altération post-mindélienne se caractérisa par le développement d'un karst à dolines de dissolution. Mais l'intérêt particulier du versant s'impose en raison du *Cocyste*.

La rivière traverse en méandres. l'affleurement calcaire qui pointe au centre du synclinal et que cernent les brèches. Ce barrage a provoqué la construction d'une plaine de colmatage qui comble une dépression. La plaine alluviale est liée au remblaiement du *Cocyste*. Elle doit cependant son ampleur au développement d'un poljé à la suite d'une flexure. En effet, les brèches s'incurvent au centre du synclinal ; de même, vers l'aval, leur profil se relève. L'inflexion centrale de la coulée est une acquisition postérieure à son dépôt qui ne peut être expliquée par un ravinement ou par

un tassement du flysch. Il faut donc supposer un gauchissement tardif par halo-tectonisme. En effet du gypse triasique affleure au pied du versant de *Chořka*. On a donc la preuve que la réactivation du chevauchement est liée à une halocinèse récente, fini-quaternaire.

L'élargissement latéral lié à la présence d'une nappe lacustre se prouve par les deux faits suivants. A *Sandotropos*, en aval du barrage calcaire, on trouve des dépôts indurés, caillouteux et composés de galets. Leur émousé ne peut être que chimique. Au pied du versant de *Chořka* s'ouvrent des orifices très élargis étayés de colonnettes de 50 cm de diamètre. Une telle dissolution, les conduits ont 1,50 m de section, et de telles concrétions supposent un débit que ne peut fournir le bassin-versant de *Chořka*. Il faut donc admettre qu'un lac s'est formé à la confluence du *Cocyste* et de l'*Achéron*. Les nappes alluviales de *Sandotropos* sont les témoins de cet épisode lacustre. De même les fines lames de dépôts calcaires produites par le battement du plan d'eau que l'on trouve aux orifices des conduits.

Le piémont a évolué par halocinèse ; le poljé s'est en partie installé dans une dépression marginale de diapir. Le réseau hydrographique s'est déporté vers le massif de *Margariti* et la corrosion karstique y a rongé le flanc oriental en y ouvrant les trouées qui conduisent au bassin intrakastique de *Karvounari*. Cette communication s'est donc opérée tardivement au cours du Pleistocène terminal.

- La crête de *Péravouni* définit la section centrale du mont de *Paramythia*. Elle s'étire régulièrement à 1 200 m et son flanc de *Pantokrator* dolomitisé présente une dénivellation de six cents mètres. Elle diffère des autres versants sur deux points. Le versant calcaire est hétérogène puisque la dolomie y affleure plus largement. Les brèches y sont très démantelées.

La situation tectonique de la paroi est semblable à celle des autres secteurs. D'allure très montagnarde, elle dérive d'un flanc déversé. Les mouvements tardifs y sont plus difficiles à déceler, car la dolomie donne des parois verticales et des replats structuraux qui correspondent aux anciens bancs calcaires, qu'elle a investie d'une façon inégale.

Débutant par une zone de sommets très burinés, l'escarpement se raidit le plus souvent en corniches résiduelles qui composent des chevrons. Il est ensuite régularisé par des versants de Richter qui peuvent gagner toute la façade (crête de *Tourlia*) ou venir buter sous la crête de *Péravouni*.

contre un alignement de facettes triangulaires dont la base est atténuée par un talus d'éboulis. A cet étage, on trouve les deux types fondamentaux des versants du *Korilas* et du *Péristéri*. Le versant régularisé est en outre débité en panneaux que des torrents balayent et qui, comme le montre la dissymétrie des vallons, sont installés sur des fractures qui découpent le flanc en petits blocs dissymétriques. Le versant se termine par un petit mur régulier et légèrement surplombant. Il domine une dépression évidée dans le flysch et traversée par les torrents qui y accumulent leurs débris. Lui fait face le front des brèches, nettement décroché du versant et démantelé par le violent soutirage qui creuse le flysch.

Les plans verticaux ne sont pas tous des miroirs frais. L'un au Nord représente une reprise des mouvements par gravité. Dans ce cas la paroi verticale s'apparente à un plan de glissement. On y définit donc un type de versant à blocs géants (P. Birot, 21). L'autre au Sud prend en oblique un versant de Richter et caractérise de ce fait un rejeu. Le modeste regain d'altitude qu'il entraîne place cependant la ligne de crête dans la zone de recrudescence de la cryoclastie.

Les tabliers de brèches ne sont pas absents du talus de piémont. Ils sont très démantelés en raison d'une érosion active du flysch. En outre le ciment y est plus friable du fait que la dolomie entre dans sa composition. La plus vive attaque est donc liée à la fragilité du ciment, à la moindre épaisseur des nappes et aux variations du niveau de base local lié au barrage de la coulée de *Choïka*.

La paroi de *Paramythia* en raison de la variété de ses profils permet d'établir les différents moments de la morphogénèse du Quaternaire. En particulier les argiles des brèches établissent d'une façon certaine le moment où la biostasie a été la plus intense. Les étapes peuvent être ainsi définies.

- Quaternaire ancien

- . instabilité tectonique par reprise du mouvement tangentiel.
- . édification des nappes d'épandage de type aréolaire. Les tabliers sont de l'anaglaciare. L'induration et les dernières nappes dépendent de l'épisode de réchauffement du cataglaciare.

- Quaternaire moyen (Mindel-Riss).

- . altération bio-pédogénique des affleurements calcaires.

. pédogénèse de type forestier caractérisée par la production de kaolinite.
- Quaternaire récent

- . Hiatus du Riss mais édification des coulées argilo-caillouteuses dans les brèches.
- . Interglaciaire Riss-Würm : induration d'origine karstique par cimentation superficielle.
- . Instabilité tectonique. Apparition de parois liées à une halocinèse et déformation du piémont.
- . Würm : dégradation des versants par cryoclastie et par corrosion karstique.
- . Constitution d'une nappe lacustre. Colmatage et corrosion karstique.
- . Réincision post-glaciaire avec apparition d'une basse terrasse sur le *Cocyte*.

La période de plus grande dégradation du versant précède la phase bio-altérante. Le Quaternaire récent est marqué par une évolution sectorielle indice d'une instabilité halocinétique, qu'il est difficile de mettre en rapport avec une véritable tectonique nouvelle.

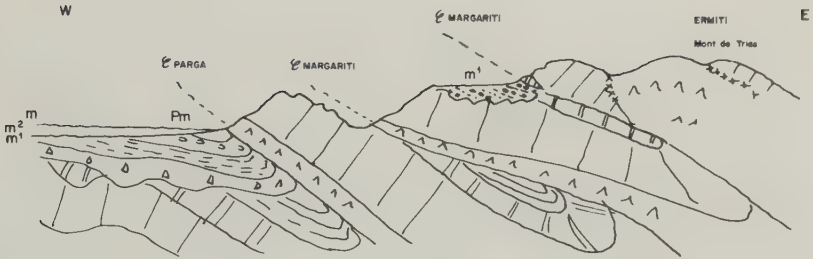
3.2. Le versant de Margariti (Carte H.T. Coupure W)

L'escarpement de chevauchement dérive du flanc inverse qui limite à l'Ouest l'anticlinorium de *Margariti*. Mieux qu'à *Paramythia* en raison de la présence de différents conglomérats, on peut préciser les étapes de la mise en place.

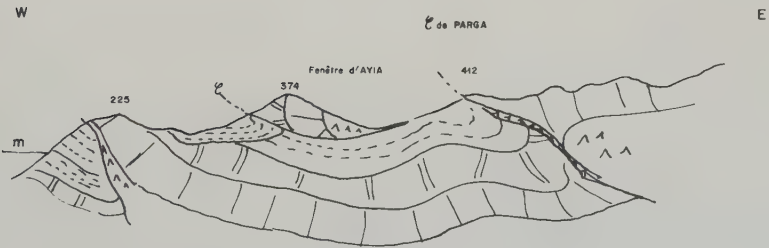
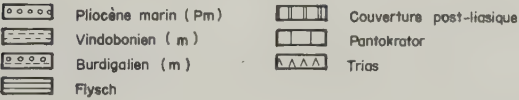
A *Margariti*, le déversement se fait sur le flysch marneux de *Corfou* déposé de l'Eocène à l'Aquitaniens et raviné par le flysch tertiaire, dit flysch supérieur, d'un faciès plus grossier et daté de l'Aquitaniens (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Ce dernier représente une première crise d'érosion pré-orogénique.

Ensuite, à *Kodra*, le chevauchement se fait sur le flysch et sur un lambeau de Burdigalien (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Constitué de calcaire local, et recouvert par l'escarpement de chevauchement, l'affleurement date l'accident de la phase tectonique majeure c'est à dire de la fin du Miocène inférieur.

Enfin, dans la vallée du *Voaxanas*, plus au Sud, l'escarpement



Les fronts de chevauchements de Margariti et de Parga



Fenêtre d'Ayia

Reprise du plissement et ouverture par gravité de la fenêtre d'Ayia

de chevauchement passe sur un conglomérat néogène azoïque. Comme cette formation est post-orogénique, son recouvrement prouve une reprise tardive des mouvements tangentiels (Fig. 45 a, p.232).

Ainsi, le versant de type orogénique s'est progressivement mis en place. Or un tel type de versant semble inapte à créer des parois verticales. Il évolue plutôt par éboulements et paquets glissés. Pourtant on trouve des tabliers de brèches indurées à la base du versant. On peut donc penser que des mouvements quaternaires ont affecté aussi l'escarpement et lui donnent sa rigidité actuelle.

L'évolution de la paroi au cours du Pleistocène peut se décrire à l'aide de différents profils.

Le versant de *Margariti* comporte une corniche résiduelle au sommet taillée dans le *Pantokrator*, un versant régularisé dans la dolomie et aux éboulis récents stabilisés, une courte paroi verticale à la base parfois dégradée par le karst superficiel, enfin des tabliers de brèches dont la plus grande partie se situe en deçà de la ligne de faille au N. de *Margariti*. A *Kirinali* même, la nappe indurée s'avance et disparaît sous le remblaiement alluvial.

Les brèches possèdent les mêmes caractéristiques que celles de *Paramythia* : comparable hétérogénéité des calibres, semblable triage, identique manque d'émoussé, pareille induration, similaire mise en place sur le flysch par des coulées de solifluction. Elles se présentent comme les formations corrélatives d'un accident pleistocène qui a pu être remobilisé depuis.

Au Nord de *Margariti*, le profil est homogène et trahit la stabilité de ce secteur. Les pentes régularisées ont gagné toute la paroi calcaire et les tabliers sont conservés perchés au dessus de la plaine. Au Sud, en revanche, les différents gradins qui marquent le talus détritique et la corniche calcaire sont en partie d'origine tectonique. Les brèches forment des banquettes étroites au revers de pente tournée vers l'amont et sont à moitié recouvertes par des tabliers d'éboulis postérieurs. Cette disposition relève d'une dénivellation par faille en liaison avec la halo-tectonique.

Les brèches indurées indiquent donc que la valeur dans la tension du profil plus que celle de l'altitude (la crête ici ne dépasse pas la ligne isohypse de 600 m) commande l'apparition des talus détritiques. Ainsi les versants tendus et cependant sans tabliers indurés doivent leur raideur à des

rejeux tardifs d'autant qu'ici ils dominent une dépression fermée qui exclut l'évacuation des débris par un quelconque réseau hydrographique. C'est le cas aussi pour les versants de *Palaïokastro* et du *Voaxanas*.

Le versant de *Palaïokastro* présente une paroi en contact direct avec la plaine de remblaiement. Les tabliers indurés y sont apparemment absents.

Le versant calcaire se décompose en une corniche irrégulière résiduelle et en un versant régularisé qui nivelle la dolomie.

Sa base est une juxtaposition de cônes de déjection très étalés qui servent de berge au lac de *Palaïokastro*, lac de type karstique. Leur pointe amont se relève en deçà de la ligne de faille. Ces cônes se situent légèrement en contre bas des tabliers indurés pour se relever à leur niveau auprès de la paroi. Ils fossilisent en fait un sillon marginal de diapir. La paroi a été flexurée par halocinèse laquelle se manifeste plus ouvertement au Nord avec le diapir de *Lakka*.

Les versants du *Voaxanas* sont comparables. En effet à *Thémélon*, l'anticlinal s'ouvre largement dans les calcaires cataclasés du Trias, qui à l'Ouest domine un poljé intrakarstique. Le versant calcaire, écaillé de son côté, chevauche le Pliocène et se limite par des versants raides qu'atténuent des éboulis récents. Or, ces versants sont taillés dans la dolomie laquelle n'est pas régularisée comme sur le versant de *Margariti*. On conclut à un rejeu vertical récent. Ainsi dans cette région les nappes récentes ont la même signification que les brèches anciennes. Ce sont des formations morpho-climatiques dont la localisation est liée à une instabilité synsédimentaire.

Le versant de *Margariti* est donc un excellent témoin des anciens épisodes climatiques définis sur la paroi de *Paramythia*. On y trouve en effet le versant régularisé, les nappes aréolaires indurées et le creusement ultérieur. Il a été aussi un excellent témoin des mouvements tectoniques. Il permet de dire que les mouvements tangentiels de style orogénique se sont poursuivis jusque dans le Quaternaire ancien et que les mouvements verticaux de style épeirogénique sont du Quaternaire récent. Ces derniers peuvent prendre deux aspects : les uns sont des failles qui rompent versant calcaire et tabliers ; les autres sont des effondrements commandés par halocinèse. Ce fait permet de dire que le versant de *Margariti* se situe à la limite entre le domaine continental et le domaine littoral. On note enfin que la paroi de

Paramythia constitue avec celle de *Margariti* des barrages karstiques amont pour les poljés marginaux qui ont élargi le val originel. Ce rôle n'a pu être efficace que lié à des phénomènes halocinétiques.

3.3. Le versant de Parga. (Carte H.T. coupure W et carte H.T. Parga)

L'escarpement de *Parga* limite l'écaille de Trias et de Lias qui chevauche vers le SW le Néogène marin côtier (I.G.R.S.-I.F.P. 99). Le chevauchement s'est donc poursuivi après le dépôt du Pliocène que les brèches anciennes très démantelées par une vive érosion recouvrent aussi. On a ici la certitude de la postériorité des brèches vis à vis du Pliocène et la confirmation de leur formation après le Pleistocène inférieur, grâce à la fenêtre d'*Ayia*. (Cf. Fig. 45 b, p. 232).

Cette fenêtre (I.G.R.S.-I.F.P. 99) apparaît après qu'un gauchissement anticlinal eût affecté la masse calcaire chevauchante et le flysch autochtone. Ce gauchissement s'est produit après la phase majeure du recouvrement. La comparaison des versants avec les parois calcaires permet d'aller plus loin dans la précision en affirmant que le plissement est post-villafranchien. (cf. p. 275).

Les parois de calcaire dolomitisé et de brèches cataclasées de Trias qui encadrent et dominent les marnes aquitaniennes ne possèdent pas de brèches de pente indurées. Leur absence ne peut s'expliquer que si on admet une apparition tardive de la boutonnière, c'est à dire des escarpements. Les dolomies donnent en effet des tabliers indurés comme on l'observe à *Margariti*; les brèches cataclasées de Trias aussi comme on le constate à *Parga*. L'instabilité tectonique n'est pas non plus une explication de leur absence, puisque les nappes de *Paramythia* sont autant d'origine séismique que climatique. En outre le profil de ces parois se situe au delà du seuil limite puisqu'actuellement il y a formation de talus d'éboulis. Cette absence s'explique en revanche si on situe l'apparition des corniches de la fenêtre à un moment où le climat agissait peu sur de tels versants, c'est à dire après l'interglaciaire Mindel-Riss si on se réfère au hiatus sédimentaire rissien constaté sur la paroi de *Paramythia*. Enfin on peut conclure aussi que la fenêtre d'*Ayia* est moins d'origine érosive que d'origine tectonique. Elle est une manifestation d'une tectonique superficielle de type pondéral.

L'escarpement de *Parga* propose un versant d'érosion semblable à celui de *Margariti*. Les talus indurés ne couvrent qu'une faible superficie du talus en raison de la proximité de la mer, qu'ils dominent de 200 mètres.

La paroi de *Parga* permet d'établir qu'il y a eu une crise tectonique post-mindélienne et qu'en conséquence les brèches de pente indurées sont antérieures. Cette crise a pour caractéristique d'être d'un style souple d'origine halocinétique, comme le prouvent les affleurements de Trias qui jalonnent la base de l'escarpement de chevauchement de *Parga*, à *Perdika*.

3.4. Signification et chronologie des parois épirotes.

L'étude de ces trois versants permet d'établir une chronologie des phases tectoniques du Quaternaire.

- Le Pleistocène se caractérise par une poursuite des mouvements tangentiels. Les parois verticales ne relèvent pas forcément d'une néo-tectonique. Elles peuvent être le résultat de la compression des évaporites sous-jacentes et représenter ainsi la réponse de la couverture semi-rigide des calcaires de *Pantokrator*. Toutefois, il semble que plus on gagne vers le large, plus ces parois verticales sont le résultat de la néo-tectonique. La frontière entre les deux domaines se situe à l'emplacement du versant de *Margariti*.

- Au Quaternaire moyen les mouvements épeirogéniques créent les grands versants en même temps qu'une crise morpho-climatique les dégrade. La simultanéité de la crise tectonique et de la crise climatique explique l'aspect semblable des versants de première génération et l'ampleur des tabliers indurés. Ces derniers sont toutefois plus étalés quand ils envahissent une dépression fermée. Les versants régularisés datent de cette période. La crise tectonique durant moins longtemps que la crise morpho-climatique, les talus indurés peuvent fossiliser la base des versants et s'étendre même en-deçà des lignes de faille.

- L'évolution s'est poursuivie sous un climat plus humide et plus chaud. Cet épisode se place au Mindel-Riss et il est responsable des sols rouges à kaolinite.

- Ensuite il semble qu'une nouvelle évolution intervienne. Elle est liée à un

climat semi-humide et froid qui emportent les altérites. Cette crise climatique se termine par une crise tectonique. Elle a nivelé les versants régulés du Mindel, karstifiés au Mindel-Riss et débarassés au Riss des altérites qui n'y furent jamais sans doute très épaisses étant donné la tension des profils.

- Après une période de réchauffement révélée par certaines manifestations karstiques (calcin) et par une pédogénèse médiocre, le Würm froid est responsable des derniers grands tabliers d'éboulis.

La répétition de ces faits sur les trois versants s'explique autant par la disposition structurale que par leur exposition face à l'Ouest. La basse altitude des tabliers indurés indique que les différentes limites climatiques ne coïncident pas d'une période à l'autre. En particulier les dépôts récents ne descendent jamais en dessous de cinq cents mètres.

L'évolution des versants d'*Epikopsis* à Corfou et de Zaverdha en Acarnanie, parois calcaires situées dans le domaine littoral, reflète aussi les événements épirotes en précisant certains points relatifs à l'importance de la néo-tectonique.

3.5. Le versant d'*Epikopsis* et le versant de Zaverdha.

Ces deux versants apportent des précisions sur les épisodes tectoniques pré- ou post-mindéliens.

Le versant d'*Epikopsis* (Corfou) (Carte H.T. Corfou)

Le versant correspond au flanc inverse de l'anticlinal du *Pantokrator*. Le déversement explique l'inversion stratigraphique observée puisque la paroi calcaire se développe dans les calcaires en plaquettes post-liasiques. Aussi a-t-on des versants convexes à la place des parois calcaires. L'érosion rapide du flysch explique la mauvaise conservation des éboulis. Cependant près d'*Epikopsis*, une carrière ouverte dans les éboulis montre que leur édification est liée en partie à un accident récent.

Sur le versant tendre de flysch, on observe épars de gros blocs de brèches anciennes. Mais l'essentiel de la formation détritique de pente est composé d'une nappe où l'on observe des lits de cailloutis calcaires sub-anguleux et emballés dans une matrice fine. La base de cet épandage présente un pendage contraire au sens de la pente, anormal donc si on considère l'ori-

gine du dépôt morphoclimatique. Au sommet les éboulis inférieurs sont recoupés par d'autres au faciès comparable mais dont le pendage, cette fois, est conforme au sens du transport. Seul un rejeu tectonique synsédimentaire peut expliquer l'opposition des pendages au sein de la formation. Ces éboulis apportent donc la preuve d'une activité tectonique nouvelle, l'accident recoupant plus loin la paroi calcaire elle-même.

Il est difficile de donner un âge précis à cette formation cailouteuse. On peut estimer qu'elle date du Pleistocène et qu'elle est postérieure au démantèlement des brèches anciennes dont on retrouve les témoins épars sur le versant. On peut même dire, étant donné l'état de dissection du talus de flysch, qu'elle est récente et date du Pleistocène supérieur. L'alternance des lits cailouteux et des lits argileux la place aussi à la suite d'un interstade chaud. La formation a en effet les figures alternées d'une rhexistasie épidermique telle qu'elle devait exister lors de la progression d'un refroidissement. La courbe synthétique qui rend compte, pour la cuvette de *Jannina*, de l'évolution floristique des bassins versants du poljé, par ses nombreux crans, révèle de semblables fluctuations. On peut conclure à une instabilité tectonique située au cours du Pleistocène supérieur, après le Néotyrhénien ou même le Laufen, interstade bien marqué, semble-t-il, en *Grèce occidentale*. Cette instabilité, en outre, est en même temps révélatrice de la mobilité du domaine littoral où est situé ce versant.

Le versant de Zaverdha (Carte H.T. Zaverdha)

Situé à l'emplacement d'un front de chevauchement, ce dernier escarpement se distingue par son grand développement, dix kilomètres ; par son commandement, mille mètres et par sa position littorale en bordure du golfe de Paléros.

a) Formation d'un escarpement composite (Photo H.T. n° 5)

L'opposition entre une section méridionale composée de versants en calcaires liasiques inclinés en dalles régulières et une section centrale et septentrionale formée de parois calcaires et d'un talus d'argiles pliocènes est un des traits caractéristiques de l'escarpement de *Zaverdha*.

Dans la région où le déversement se rapproche du littoral avant de disparaître en mer, on observe, sous le *Pantokrator*, le calcaire de Vigla complètement laminé. Ce calcaire post-liasique complète le versant et prouve que la paroi de *Zaverdha* est un escarpement de chevauchement au même titre

que la paroi de *Paramythia*. L'escarpement en outre recouvre le Néogène. Datée du Pliocène (I.G.R.S.-I.F.P., 99), la série est composée, en accordance, d'une brèche de base à gros éléments, d'un conglomérat de plus en plus fin et de sable jaune qui, plus au Nord, près de *Zaverdha*, alterne avec des marnes bleues. Le Pliocène est fracturé par des accidents emplis de calcite et d'orientation N 45-50° E. Près du chevauchement, la formation présente des pendages qui varient très rapidement. Nous avons relevé successivement du S au N : 10° SW en pendage normal, puis 10° en pendage inverse, enfin 70°-60° et 10° en pendage normal vers l'W et le NW.

Le Pliocène est donc comprimé par une poussée post-pliocène au point que les plans de stratification entre les séries se sont tectonisés. Près de *Zaverdha*, alors que le recouvrement s'est éloigné du littoral, le Pliocène est flexuré et affecté de variations transverses de pendage. On a donc le long du contact des secteurs plus comprimés qui indiquent une reprise du chevauchement.

La paroi de *Zaverdha* est semblable à celles de l'*Epire* et présente plusieurs types de profils.

- Dans la section méridionale qui correspond à la retombée périclinale du *Ser Ekas* les versants sont régularisés. Des corniches résiduelles subsistent parfois en amont. Mais les dépôts corrélatifs de cette régularisation sont absents. On peut penser en fait que le modelé ici est ancien et qu'il dérive d'une topographie pliocène faiblement gauchie ultérieurement.

Des vallons et des défilés transverses débouchent directement sur la mer. Leurs versants sont affectés de grands lapiés structuraux dont les rainures sont comblées d'argile résiduelle. Une argile prise dans une doline proche de la mer contient : 42 % de kaolinite, 23 % d'illite, 8 % de chlorite, 23 % d'illite-vermiculite, 4 % de montmorillonite. Cette argile se présente comme le résidu d'un sol interglaciaire.

Mise à part la dénudation actuelle des versants, le modelé porte les marques d'un héritage pliocène (topographie surbaissée et gauchie), d'un héritage de l'interglaciaire Mindel-Riss (karstification et altérite), d'un héritage quaternaire récent (gorge).

- Plus au Nord, le jeu du front de chevauchement et de failles parallèles a entraîné la formation d'un escarpement composite. Quatre types de profils peuvent être déterminés selon que les mouvements récents ont affecté l'escar-

pement, ou ont fait rejouer quelques failles ou l'ensemble des fractures.

- Un premier type de profil résulte d'un rejeu du chevauchement. Un escarpement s'interpose donc entre une pente régularisée sommitale et le talus de sédiments pliocènes. Des tabliers de brèches anciennes, partiellement recouverts en amont d'éboulis plus récents, s'étalent jusqu'à la mer. Ce profil s'observe dans la région sud de l'escarpement là où le talus néogène reste le plus étroit.

- Lorsque ce rejeu s'est accompagné de celui d'une faille secondaire située en amont, comme dans la région centrale de l'escarpement, le talus est dominé par des parois rocheuses qui provoquent une double dénivellation de la pente régulière. Dans ce secteur, on observe une reprise du mouvement tangentiel. En effet, le talus induré est désorganisé, les brèches sont démantelées en petits blocs monoclinaux dont les crêtes sont obliques à la paroi calcaire. On peut aussi se demander si le versant calcaire situé en contre bas n'est pas un témoin de la topographie pré-pliocène. Le Néogène est érodé au point de révéler son soubassement.

- En revanche, si le chevauchement n'a pas rejoué au Pleistocène, mais que ce soit des mouvements de distension qui ont entraîné un jeu de failles nouvelles, le profil se brise en blocs. La partie calcaire comprend une pente rocheuse et régulière, que dénivellent des miroirs. Le talus induré est démantelé et se complète de coulées de blocs enrobés dans une matrice rouge clair. Ces coulées ravinent le Pliocène et arrivent à la mer.

- Enfin, un dernier profil résulte de la combinaison des types précédents. L'escarpement de chevauchement présente une pente régulière, preuve que le chevauchement n'a pas rejoué. Toutefois en amont, près des sommets, deux failles obliques déterminent des corniches. Les miroirs sont interrompus seulement par des corridors encombrés de cailloux.

Au droit du point culminant, l'escarpement présente l'étagement suivant :

- l'étage supérieur appartient au domaine montagnard et présente un modelé cryogénique typique. Vers les sommets (1100 m) la corniche est complètement déchiquetée par le gel. Au-dessus de 800-900 m le calcaire est creusé de niches de nivation qui en facilitant l'accumulation de la neige ont constitué des lieux de gélivation préférentielle. Des couloirs inclinés à 30° strient le rebord.

- 1'étage intermédiaire est plus profondément incisé par des torrents qui accumulent leurs cônes à la limite de la paroi et du talus. Ces versants lapiésés sont pavés de blocs décapités par le gel. Les formes moins nettes font dire que ces pentes ont été protégées par un couvert végétal résiduel pendant les périodes froides.

- 1'étage inférieur correspond au talus. Parfois dénudé, il présente une topographie désordonnée de cavités et d'interfluves irréguliers. Très souvent recouvert, il devient un bas de pente où s'accumulent divers éboulis.

b) Les données complémentaires apportées par la stratigraphie des formations détritiques de piémont.

Mis à part les éboulis du Würm et les cônes post-glaciaires des parois, les séries détritiques se décomposent en brèches anciennes et en coulées de blocs.

- les tabliers indurés sont épais de plus de dix mètres. Leur disposition est très irrégulière et leur revers très bosselé. Ils comportent une granulométrie moyenne de blocailles de 5 cm et de blocs qui peuvent provenir d'éboulements d'origine tellurique. Fortement cimentées, ces brèches, véritable couche dure, ravinent les argiles pliocènes. Elles sont lapiésées et crevées de dolines. Leur terminaison est une corniche festonnée qui domine les coulées de blocs. Elles ont le faciès banal des brèches de pente du Pleistocène ancien.

- les coulées de blocs.

Deux coupes permettent de comprendre la formation de ces coulées. L'une au monastère de *Saint Dimitri* sur le talus ; l'autre au site antique de *Xylokaastro*, au bord de la mer.

La coupe de Saint Dimitri montre la superposition suivante :

- . des lits argilo-sableux du Pliocène, à la base.
- . un paléosol épais d'une vingtaine de centimètres.
- . un niveau caillouteux bréchique.
- . une deuxième assise d'argile jaune à rouge en lentilles.
- . un dernier niveau bréchique.

Le paléosol inférieur repose en accordance sur le Pliocène. Les niveaux caillouteux sont formés, pour le premier, de blocs démantelés de brèches anciennes, pour le second d'une nappe caillouteuse à éclats plus petits et très anguleux. Il faut admettre que la coulée inférieure nourrie par le

démantèlement des brèches ravine un paléosol, Les lentilles proviennent d'apports argileux tardifs à la suite de la dissection des dolines. La coulée supérieure est la chape de rhexistasie qui protège la coulée.

Le talus inégalement recouvert par les tabliers indurés a donc subi l'altération Mindel-Riss. Les séries rissiennes se sont ici développées aux dépens des brèches anciennes et ont été canalisées par les vallons qui incisent le soubassement tendre.

La coupe de Xylokaastro est constituée :

- . d'un niveau caillouteux calcaire riche en matrice argilo-sableuse.
- . d'une lentille lithochrome d'une dizaine de centimètres, qui forme un niveau régulier mais dont le développement est limité par des rebords caillouteux.
- . d'une nouvelle série caillouteuse faite de lames successives de blocailles au litage et à la disposition en vrac.

Plus au Nord au même niveau on trouve sur le Pliocène :

- . une assise épaisse d'un mètre constituée de cailloux anguleux. Elle fossilise un vallon sous-jacent.
- . un colluvionnement limoneux qui fossilise un vallon incisé dans la série inférieure. Cette lentille, amincie à l'amont, plus épaisse à l'aval, est brunifiée en surface.
- . par dessus, alternent en lentilles des colluvions caillouteuses et des lits limoneux.
- . en surface, une dernière coulée caillouteuse comble le vallon.

Aux assises rouges s'opposent les matrices jaunes des coulées et les limons beiges brunifiés. Parmi les coulées de blocs, on peut distinguer les assises régulières et indurées et les lentilles plus riches en matrice et de consistance moindre. Ces dépôts se sont constitués après une crise de ravinement et comblent les entailles à large fond qui dissèquent le Pliocène.

Diverses analyses ont été effectuées afin de déterminer le cortège phylliteux des différentes formations argileuses rencontrées sur le versant :

. altération du Pliocène sur le talus

Kaolinite : 50 %. Illite : 25 %. Illite-Vermiculite : 12 %. Attapulgite : 13%.

. argiles lithochromes rouges

Echantillons	(1)	(2)	(3)
Kaolinite	40	24	33
Chlorite	--	--	13
Illite	25	28	40
Montmorillonite	21	20	14
(I-M)	--	26	--
(L-C)	14	--	--
Attapulgite	traces	traces	--

• argiles lithochromes jaunes

Kaolinite 7 % ; chlorite 2 % , Illite 27 % , Montmorillonite 22 % ;
(I-M) 34 % ; (I-V) 8 % .

• argiles des limons beiges

Kaolinite 12 % ; Illite 50 % ; Halloysite 2 % ; attapulgite 36 % .

Les argiles rouges proviennent d'une pédogénèse quaternaire. Les limons beiges se caractérisent par la présence écrasante de l'illite et par un fort pourcentage d'attapulgite. Celle-ci est présente aussi dans les argiles rouges aussi bien sur les talus couverts que sur les talus dénudés. Etant donné les conditions très différentes qui président à la formation de la kaolinite et de l'attapulgite, il faut admettre que la kaolinite est première. L'attapulgite moins résistante enrichit donc les formations rouges, mais caractérise les formations limoneuses beiges. Comme l'une et l'autre argile se trouvent dans des lentilles lithochromes, les coulées sont postérieures à leur formation. Les argiles comme les limons sont donc des formations résiduelles remaniées.

Les limons en raison de la présence de l'illite, argile de type détritique, et de l'attapulgite représentent des formations d'un interglaciaire Riss-Würm, l'Eutyrrhénien. Les coulées sont donc ultérieures, c'est à dire Würm. Cette période est humide et marquée par des coulées boueuses et des colluvionnements brunifiés lors d'interstades.

A cette instabilité morphoclimatique peut s'ajouter, semble-t-il, une instabilité tectonique. A un endroit, au sud de *Xylokaastro*, le Pliocène jaunâtre est raviné par une coulée boueuse chargée d'éclats calcaires. L'un des versants montre un contact par ravinement d'aspect banal ; l'autre est

abrupt et souligné par un bourrelet caillouteux et induré. Etant donné le matériel encaissant, cette induration semble s'établir sur le tracé d'une faille. Si l'on considère la coulée comme représentative du Würm, la faille est synsédimentaire. On a ainsi la preuve que non seulement les parois calcaires ont été affectées d'une néo-tectonique récente, mais qu'également le talus peut subir de tels mouvements.

L'escarpement de *Zaverdha* ressemble à celui de *Paramythia* par son versant composite, son ample talus détritique. Il apporte les deux précisions suivantes :

- les séries rissiennes pour des raisons de topographie locale et de lithofaciès peuvent se développer au pied de tels versants mais aux dépens des talus indurés qui reposent sur un soubassement argilo-sableux.
- la pédogénèse eutyrrhénienne se développe sous un climat chaud et sec.

La néotectonique n'est pas non plus absente du talus. Elle est discrète sur la paroi calcaire. En revanche la paroi s'est mise en place par poussée tangentielle après le Pliocène et s'est brisée au cours du Pleistocène ancien. On peut même préciser, étant donné l'absence du Calabrien sur ce rivage alors qu'il est présent à *Céphalonie* (B. Kéraudren,¹⁰²) que la compression est contemporaine du Calabrien.

c) Le piémont de Monastiraki et la plaine de Vonitsa: piémont du Ser Ehas.

Ce couloir de plaines se divise en deux unités, L'une en amont profondément engagée dans la montagne constitue le fossé de *Monastiraki* ; l'autre en aval est la plaine de *Vonitsa*. Cette plaine est un piémont composé d'un épandage torrentiel récent en amont, d'un cône argilo-caillouteux dans la partie moyenne, d'une plaine de colmatage en aval (Fig. 46, p. 244).

Le bassin de *Monastiraki* est un fossé d'effondrement que découpent de multiples accidents. Ce dispositif de cases aux profondeurs inégales a eu pour conséquence de différencier les couvertures détritiques. Ce fossé est lié à des mouvements de distension à l'arrière du chevauchement de *Zaverdha*.

La plaine de *Vonitsa* est un fossé subsident dont l'origine est halocinétique. Les collines qui la bornent à l'Ouest, se situent en effet dans le prolongement du chevauchement de *Zaverdha*, décalées par des failles décrochantes et jalonnées par des évaporites de Trias. On a là un ensemble de plaines lié à une halotectonique active en raison d'un changement des orientations



Le bassin de Monastiraki et la plaine de Vonista



structurales. L'éjection du Trias est liée à une compression par chevauchement ; elle est à l'origine des sillons marginaux qu'atténuent le Pliocène et les formations détritiques quaternaires.

Le bassin à épandage torrentiel propose le dispositif morphologique suivant : une banquette rocheuse qui se raccorde aux versants bordiers, un lit de torrent dominé par des épandages divers. On peut y dénombrer : les collines de *Papamanouli* couronnées de brèches anciennes indurées et altérées ; un cône argilo-caillouteux qui représente une série de rhexistasie ultérieure. Incisé, il forme une haute terrasse. Le cône qui s'y emboîte est lui-même réincisé et donne une moyenne terrasse. Dans les gorges, il est masqué par des éboulis légèrement lités en grèzes. Un dernier cône lui-même incisé donne la plus basse terrasse. Ces différentes terrasses sont le reflet lithologique des versants bordiers. On y constate en même temps un appauvrissement en argiles de la haute terrasse au cône holocène. L'incision linéaire ne débute ainsi qu'avec l'apparition des cônes torrentiels caillouteux. Elle est du Pleistocène terminal. A la suite de l'instabilité tectonique antérieure, on peut dire que la dépression a précédé le creusement des vallées.

L'épandage de la plaine de Vonitsa se compose en amont d'un vaste cône argilo-caillouteux largement étalé en éventail et incisé par des rivières divergentes. A l'aval, c'est une plaine de colmatage récent. Le cône est composé d'argile et d'esquilles siliceuses. L'enrichissement superficiel en silice est relatif en raison du départ des particules les plus fines. Avant d'être réincisé la formation a subi un ruissellement aréolaire qui est responsable de la topographie aplanie du cône.

Le bassin de *Monastiraki-Vonitsa* montre un emboîtement exceptionnel des séries quaternaires. Les brèches cimentées sont antérieures à la période bio-altérante du Quaternaire moyen. Les nappes argilo-caillouteuses caractérisent une période de rhexistasie à écoulement pâteux. Elles correspondent au Riss. Ces formations recoupées par un versant glacis ont eu à subir un écoulement aréolaire lors d'une période plus sèche. Les cônes torrentiels sont à rapporter au Pleistocène récent et à l'Holocène. A cette altitude l'intensité de l'éboulisation a décru au cours du Quaternaire ainsi que l'intensité de la pédogénèse. L'apparition de montmorillonite et d'attapulгите ne contredit pas ces faits. Il semble que les récurrences humides ont été toujours à cet étage plus courtes que les périodes de sécheresse ou de ruissellement

diffus. En même temps l'activité d'une néo-tectonique se révèle capable de rajeunir les escarpements bordiers des massifs en les transformant en pli-horst. Cette évolution caractérise le domaine littoral, où l'activité halocinétique est en même temps intense.

Cette dernière rend compte du découpage de la plaine en couloirs bordés par des horsts et de la présence du lac *Vulkaria* et de la lagune de *Vonitsa* logés dans les sillons marginaux des bandes de broyage de *Nëa Kamarinina* et de *Thyrrion*. Elle est la manifestation la plus spectaculaire de la compression permanente qui, du point de vue de la tectogénèse, caractérise le domaine côtier. Il en est une autre qui le spécifie autant et qui affecte le Pliocène. Au pied de l'*Agriovouni* (cf. fig. 46, p. 244) des conglomérats pliocènes sont affectés par des déformations anticlinale et synclinale. Comme l'*Agriovouni* représente la terminaison du *Ser Ekas*, on peut considérer que ces figures de compression se poursuivent ainsi jusqu'à la baie de *Vonitsa* où le Trias affleure dans un flot. Les rivières de *Monastiraki* sont guidées vers le Nord par un sillon marginal que dominent le *Xéroméros* et l'*Amadhēros*.

Le piémont de *Vonitsa* apparaît certes solidaire du domaine montagnard intérieur, mais l'importance du colmatage s'explique par sa situation morpho-structurale exceptionnelle. Il s'édifie à l'endroit où les accidents compressifs de l'arc égéen viennent buter contre l'accident transverse que représente le golfe d'*Arta*. Il caractérise un type de piémont marqué par une subsidence permanente qui entraîne un ennoyage sous les débris de la structure. Il diffère des piémonts épirotes étroits qui sont dus à une surrection tardive et qui se présentent sous l'aspect de banquettes bordées de falaises.

CHAPITRE 14

CONCLUSIONS GENERALES

De la confrontation de ces principaux types de versants, on peut retenir un certain nombre de conclusions qui permettent de caractériser l'évolution de la *Grèce occidentale* au Quaternaire et de définir peut-être un versant méditerranéen.

Ainsi en guise de conclusion on peut reprendre afin de les mieux définir et des les nuancer selon les familles distinguées, les facteurs retenus pour caractériser les grands versants.

- Les critères morphométriques.

Ces critères permettent d'établir une échelle taxonomique indispensable si on veut connaître les processus responsables du versant et de son modelé.

A l'échelle de l'unité structurale, les valeurs sont de l'ordre de la dizaine de kilomètres pour la longueur et de la moitié du kilomètre pour l'altitude. Si la première découle de l'orogénèse, la seconde dérive de l'épeirogénèse. Ces critères demeurent des ordres de grandeur, car ils dépendent du découpage tectonique lâche ou serré préalable et des rejeux ultérieurs dissemblables d'un versant à l'autre.

A l'échelle de la région, les unités structurales dépendent d'une échelle taxonomique spatio-temporelle qui pour la Méditerranée a été définie par Y. Gourinard (87) à savoir pour un millier de Km² 1e million d'années.

Ces valeurs ont ainsi varié au cours du Quaternaire. En particulier pour la *Grèce occidentale* l'extravasation des formations en apparence va-

gabondes que sont les brèches de Trias, entraîne une perte d'altitude pour l'axe structural du pli. Or, selon l'étage dans lequel se situe le versant, le modelé des parois diffère. En outre, l'acquisition de ces valeurs morphométriques n'est pas simultanée d'une paroi à l'autre de la zone ionienne. Il en découle des différences relevées entre le versant de *Paramythia* et celui de *Zaverdha* par exemple. Elles s'organisent en opposant un domaine continental à un domaine côtier. Elles sont donc le résultat d'une évolution récente dont le principe d'organisation se situe dans le domaine côtier. Ces critères morphométriques révèlent donc au cours du Quaternaire une transformation de la tectonique.

Ils ne s'appliquent pas seulement au grand versant mais aussi à l'avant-pays. En particulier de l'énergie du relief et de la tension du profil dépendent la présence et l'ampleur des séries détritiques de piémont.

Du point de vue morphométrique le grand versant résulte de l'instabilité quaternaire et paraît être ainsi un versant récent.

- Les caractères structuraux.

Ils dépendent de la nature du matériel lithologique et des types de déformations auxquels les versants sont les plus sensibles.

Les déformations de type souple : flexure, plissement, gauchissement affectent les calcaires en plaquettes et donnent naissance à des versants conformes et à des versants convexes de seconde génération. Ces derniers peuvent dériver non seulement du flanc inverse d'un pli, mais également d'escarpements tectoniques.

En revanche les parois se développent dans les calcaires massifs du *Pantokrator*. Elles dérivent d'un escarpement de chevauchement souvent accompagné d'un intense broyage et parfois recoupé par des accidents verticaux.

Les grands versants se répartissent selon les unités structurales.

- le pli horst peut associer un versant à blocs géants de flanc inverse à un versant à paroi de flanc conforme. L'exemple le meilleur est le pli horst du *Ser Ehas*. Mais il en existe dans les îles *ioniennes* et dans le sud de l'*Epire*. Il semble définir le domaine côtier.

- le pli dissymétrique que l'on peut considérer comme une forme structurale banale en Grèce occidentale associe un versant à miroir ou à escarpement de flanc déversé ou chevauchant, à un versant convexe de flanc conforme. Le

type en est le chaînon du *Souli*, etc...

- l'anticlinorium déversé du type massifs de *Parga*, de *Margariti* ou du *Louros* associe un versant convexe ou à paroi à un versant conforme ou convexe.

Or il se trouve que :

- le pli horst est une forme qui caractérise les massifs où prédominent les calcaires de *Pantokrator*, les failles héritées de la crise toarcienne et les accidents quaternaires les plus récents.

- le pli dissymétrique caractérise les plis où la ligne de crête peut être encore ajustée sur les calcaires en plaquettes et où le déversement est le plus prononcé en raison de poussées tangentielles tardives et d'une halocinèse active.

- l'anticlinorium déversé affecte les zones où la couverture post-liasique a été conservée, où les accidents et les plissements d'apparence calme comportent des remontées diapiriques importantes.

On peut retenir qu'un grand versant n'est en fait jamais défini à partir de sa situation orogénique mais à partir d'une évolution épeirogénique. Celle-ci est différente du fait que les facteurs structuraux ont été modifiées au fur et à mesure de la mise en place (broyage, induration, etc...). On peut affirmer que les grands versants sont des formes à fort déséquilibre tectonique où les secteurs les plus instables se situent près des décrochements transverses ou des bas pays les plus activement disséqués. Ces situations engendrent trois types d'évolution tectonique.

- l'une superficielle explique l'apparition des versants à blocs géants et provoque la reprise des chevauchements.

- la seconde détermine les escarpements de chevauchement et leur mobilité permanente, en liaison avec des poussées.

- la troisième verticale explique l'apparition des parois et des versants dénivelés.

La tectonique commande le compartimentage du relief plus que la structure plissée.

- Le modelé ou les éléments glyptogéniques.

Le modelé peut se définir à partir d'un versant calcaire accru d'un piémont détritique.

Le caractère fondamental du secteur en roche calcaire cohérente se définit par la variété d'aspects dont rend compte en partie la lithologie. Le versant ruiforme de dolomie s'oppose aux versants à panneaux lapiésés de *Pantokrator* ou aux versants rapés des calcaires en plaquettes.

Les éléments morphologiques les plus courants de ces pentes calcaires sont les panneaux déclives entre 30° et 25°, émousés ou lapiésés et les parois rigides ou festonnées.

Les panneaux déclives sont séparés les uns des autres soit par des rigoles peu profondes aux versants émousés, soit par des incisions en gorge aux versants raides. Ces panneaux enveloppent les calcaires en les biseautant ou en les tranchant. Ils prennent l'allure de versant atténué ou exagéré. Ils sont en outre affectés soit de plaquettes mobiles ou d'un pavage de têtes de lapiés décelés, soit de lapiés dans les rainures desquelles restent piégées des sols rutilants. La couverture végétale est rare.

Les parois verticales parfois rigides, parfois festonnées sont des corniches résiduelles ou des miroirs frais. Ces éléments se juxtaposent ou se superposent le long du versant. Ils traduisent une élaboration par à coups des versants. Ainsi certains secteurs doivent tout à la tectonique. Ils proposent une série superposée de parois. Certains autres ont été modelés plutôt lors des phases de rhexistasie et présentent des pentes régulières. Certains doivent leur modelé aux phases de biostasie et développent des pentes à l'émousé chimique, à lapiés à rainures. Certains dérivent de phases de bio-rhexistasie et proposent des pentes à pavage sédentaire et à ruissellement, ou à incisions linéaires et à couvertures détritiques mobiles.

Si ces phases peuvent être successives, elles peuvent être aussi simultanées. Il en résulte les variations sédimentologiques observées sur les piémonts. Ces variations d'origine morpho-climatique peuvent être engendrées aussi par une instabilité tectonique. En effet les variations du profil ainsi acquises commandent l'intensité des phases morpho-climatiques et l'agressivité des processus morphogéniques en particulier ceux de l'altération biopédogénique et ceux du décapage bio-rhexistasique.

Enfin la stabilité du niveau de base immédiat explique le modelé homogène ou composite du versant. Cette situation locale rend compte en particulier de l'ampleur de la reprise d'érosion plus intense en régime exoréique qu'en situation endoréique.

- Les processus morphogéniques.

Leur diversité est révélée par les différentes couvertures détritiques qui constituent les piémonts, et par les diverses figures et formes qui rendent compte du modelé. Cette distinction n'est pas théorique. Elle caractérise des ruptures dans l'évolution fondées sur des types de formes et des changements climatiques.

Les couvertures détritiques dont les unes sont des tabliers indurés, les autres des coulées boueuses recouvertes de lits caillouteux, les dernières des cônes caillouteux montrent que les périodes de décapage n'obéissent pas aux mêmes caractéristiques climatiques et n'héritent pas de la même préparation bio-pédogénique. De même les phases de biostasie n'ont pas été de la même intensité. Enfin, les phases que l'on peut appeler de bio-rhexistasie, se présentent comme les moments les plus efficaces pour l'évolution du modelé. Les formes de ces moments sont représentées par des incisions que les couvertures détritiques ont fossilisées parfois. Ce modelé qui semble avorter au pied des grands versants, peut être considéré comme un relief inachevé (H. Enjalbert, 70). Il s'est développé dans les terrains tendres éloignées des parois car ces dernières fournissaient trop de matériel en raison d'une corrosion karstique d'origine bio-pédogénique plus profonde dans les calcaires que sur les couvertures sédimentaires pré- ou post-orogéniques. Cette influence du versant s'étend plus ou moins loin sur le piémont selon les périodes climatiques reconnues. Elle semble décroître au cours du Quaternaire.

Les processus morphogéniques témoignent d'une succession contrastée des climats pendant le Pleistocène. On peut le démontrer en associant aux couvertures détritiques les cortèges phylliteux des sols. On peut aussi dresser, semble-t-il, les variations du bilan hydrique de ces versants au cours du Quaternaire.

- A l'époque de la constitution des talus détritiques appelés à devenir les nappes indurées, il n'y a pas de ruissellement. Les tabliers sont alors le résultat d'une usure exercée d'une manière homogène et régulière sur le plan calcaire par le gel. Toutefois à la fin de cette période un certain ruissellement se manifeste puisque l'aval des tabliers est lité et les gélifractions émoussés. On peut estimer que la pluviosité était moins importante au début que l'humidité relative pour faire évoluer la paroi. Ensuite, ce fut le contraire.

- Lors de la phase de biostasie suivante, on peut être assuré d'un total pluviométrique compris entre 1 000 et 1 500 mm/an, au moins, en effet, en raison de la présence de la kaolinite. Ce total peut se répartir entre deux saisons pluviométriquement contrastées.

- Lors de la phase de rhexistasie suivante, le bilan de l'eau se montre d'abord relativement élevé en surface. Le ruissellement et l'écoulement pâteux sont responsables des cônes argileux. Le ruissellement semble avoir pris par la suite le principal rôle puisque des chenaux ravinent la formation. Enfin, un écoulement laminaire diffus, peut-être de type nival, rend compte de la nappe caillouteuse sommitale. On constate pendant cette période une régression du bilan hydrique sur le versant. Cette période, d'après les figures des dépôts détritiques qui s'y rapportent, semble se caractériser par un passage de la pluie efficace à l'humidité relative efficace. Les précipitations au début sous la forme de pluies provoquent une réaction immédiate du versant en y déterminant un écoulement pâteux qu'autorise la présence d'une couverture pédogénique en déséquilibre végétal. En revanche, les formations détritiques supérieures indiquent que les précipitations de type nival entraînent une réaction plus lente du versant en raison de débits plus capables d'évacuer les débris que d'inciser le substratum. Enfin ces précipitations efficaces deviennent une humidité relative efficace quand le gel l'emporte sur le versant. En effet, les réactions hydriques du bassin-versant deviennent plus aléatoires et les débits plus épisodiques. Au cours de cette période on passe de l'écoulement de surface au ruissellement de surface efficace puis à l'humidité efficace de surface. Cette évolution traduit sans doute un assèchement du climat.

- L'enrichissement en montmorillonite et en attapulgite des formations pédochromes héritées suppose des pluviosités comprises entre 900 et 400 mm/an. Le versant semble être ainsi marqué par une limite climatique relativement franche, car l'attapulgite est cantonnée aux accumulations de piémont ou de poljé situées en dessous de 400 mètres d'altitude. Le drainage est désorganisé et l'infiltration devient plus importante que le ruissellement. Il est possible que l'on ait eu affaire à un climat plus sec vis à vis du total pluviométrique que vis à vis de l'humidité relative. La recharge en humidité du sol compte plus que le ruissellement de surface dans ce cas de diagénèse. En particulier la poursuite d'une certaine corrosion karstique que prouvent les

calcaires des parois, le fait admettre. Celle-ci semble avoir été possible grâce à des précipitations occultes chargées de poussières salées qui proviennent par exemple des affleurements diapiriques. De même l'enrichissement en gypse du sol peut en effet découler de conditions climatiques sèches.

- Enfin lors du dernier maximum froid, le bilan hydrique montre que ruissellement de surface et infiltration se compensent. La diagénèse argileuse aboutit aux interstratifiés, preuve d'une évolution ménagée.

Le trait méditerranéen de ces versants semble ainsi reposer sur les caractères suivants :

- réaction plus ou moins immédiate du bassin-versant selon le couvert végétal et pédologique.
- variation de l'humidité relative.
- rôle efficace des précipitations et de l'infiltration selon un étagement altitudinal, selon les types de versants et les conditions édaphiques qu'ils déterminent.

- Les étapes chronologiques.

Il s'agit d'établir l'ordre d'apparition des séries détritiques pleistocènes de la *Grèce occidentale* et le déroulement chronologique des mouvements tectoniques.

- les brèches anciennes indurées, d'origine séismique et climatique à la fois, sont post-calabriennes puisqu'elles s'avancent sur des faciès plio-calabriens à *Céphalonie* et pliocènes sur le continent.

- la crise bio-altérante est du Quaternaire moyen, de l'interglaciaire Mindel-Riss. Les argiles résiduelles par leur rapport SiO_2/Al_2O_3 et par leur kaolinite sont semblables et comparables à celles qui en *Italie* servent à définir cet épisode.

- la similitude des cortèges phylliteux et de la granulométrie des argiles transportées fait dire que les cônes argilo-caillouteux sont des sols remaniés. Ces séries sont donc du Riss.

- les formations caillouteuses fraîches datent du dernier maximum froid.

Comme ces séries peuvent être déformées, on a pour le Pléistocène : une phase post-calabrienne anté-milazienne. Phase en compression, elle est responsable de la reprise des chevauchements.

une phase intra-rissienne en compression.

une phase post-tyrrhénienne à rejeu vertical.

(cf. Carte H.T. Répartition schématique des accidents de la tectonique du Quaternaire).

Les grands versants situés au périmètre des unités morpho-structurales, permettent par la diversité de leur profil d'évoquer les alternances climatiques et les phases tectoniques qui ont affecté cette bordure des Hellénides. On remarque qu'il n'y a eu qu'une période véritablement propice à l'élaboration des versants de Richter et que cette dernière est une période froide avec neige et gel. On en conclut qu'une telle forme pour qu'elle puisse s'élaborer et affecter le modelé de ces versants doit bénéficier d'un laps de temps suffisamment long. De même, elle ne peut se développer que si elle réduit le profil d'un abrupt suffisamment accusé. Une telle conjoncture ne s'est présentée qu'une fois au Pleistocène ancien. Les périodes froides du Pleistocène moyen et récent n'ont pas duré assez longtemps pour que sur les anciens versants de Richter dénivelés par faille, elles aient pu y emboîter à nouveau une pente de ce type. Ainsi de tels versants sont le résultat d'une grande oscillation des limites du domaine supra-forestier et d'une longue stabilité des conditions non seulement morpho-climatiques mais aussi tectogéniques. En outre de tels versants se sont mieux conservés en *Epire*. L'*Acarnanie*, évolution plus égéenne, se définit par la présence des horsts aux versants à facettes ou par les versants convexes dont le profil doit autant aux périodes froides qu'à une usure sous un couvert végétal. Dans le premier cas, les dénivellations par faille n'ont pas été suffisantes pour entraîner une modification radicale du profil hérité. Dans le second cas, l'instabilité tectonique explique sa destruction à la suite de gauchissements progressifs, d'effondrements importants pour finir.

TROISIEME PARTIE

LE MODELE KARSTIQUE.

Les gradins calcaires épirotes ou acarnaniens sont marqués par le modelé karstique. Celui-ci y prend des aspects différents quand on compare au désordre topographique du *Xéroméros*, le modelé organisé du *Xérovouni*. En fait ces régions s'opposent en raison d'une lithologie et d'une épaisseur du matériel différentes, d'une mise en place et d'une instabilité tectonique dissemblables. Le système morphogénique se montre à ce point sensible à ces différences structurales que le *Xéroméros* est le domaine des dépressions fermées et le *Xérovouni* celui des lapias. Toutefois en raison des altitudes moyennes de ces gradins, il faut ajouter à ces types de modelé, le karst d'altitude des montagnes et celui des dépressions proches du niveau de la mer. Enfin comparée à l'évolution des parois calcaires, l'évolution du modelé karstique s'intègre à l'évolution géomorphologique de la *Grèce occidentale*. De ce fait elle perd ou atténue le caractère à part qu'en apparence lui attribue la singularité de ses processus. En effet, à cause des argiles que contiennent les lapias et les dolines, on peut rendre compte des conditions morpho-climatiques passées qui ont affecté cette partie des *Hellénides*.

Aussi peut-on successivement examiner en tenant compte de la lithologie et de la position en altitude :

- le karst du *Xéroméros*, karst d'un calcaire cataclaté à moyenne altitude,
- le karst du *Xérovouni*, karst d'un calcaire en plaquettes à moyenne altitude,
- le karst des montagnes et des dépressions, karst d'un calcaire massif d'altitude et de bord de mer.

CHAPITRE 15

LE XEROMEROS, KARST D'UN CALCAIRE CATACLASE

La *Mésogée de l'Acarnanie* (L. Heuzey, 96) est un gradin étroit de 5 km de large, d'une altitude moyenne de 300-400 mètres qui s'étend sur 80 km du golfe de Patras au golfe d'Arta. En l'opposant au Gavrovo (J. Aubouin, 01) ou Ori Valtou (B. Bousquet et J.P. Charre, 38 et 39), on peut lui réserver le nom de *Xēromēros*, pays sec, selon L. Heuzey.

Vis à vis des autres contrées de l'Acarnanie, le *Xēromēros* se distingue par son originalité structurale et par sa vigoureuse unité morphologique. Il se présente en effet comme un vaste affleurement de calcaire cataclase dont le modelé est commandé par la corrosion karstique. Or ces caractères définissent aussi les "*Xēromēros*" que l'on trouve à Corfou (diapirs de Corfou et du Chlomos), à Leucade (J. Bornovas, 32), à Céphalonie et surtout en Épire (diapirs de Filiatès, de Delvinakion, de Nēa Filippia, de Lakka, de Jannina, et des massifs de Margariti et de Parga) (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Donc en Grèce occidentale, ces bandes de broyage sont un trait structural essentiel. En outre, comme on peut opposer ces *Xēromēros* aux causses des calcaires cohérents, ils apparaissent originaux au sein du domaine karstique. Aussi la dénomination propre peut-elle devenir synonyme d'un relief qui présente les mêmes caractéristiques structurales et morphologiques. On aboutit ainsi à la définition d'un type général et on peut généraliser encore plus en passant à l'échelle non plus de la Grèce occidentale ou du domaine hellénique mais du bassin méditerranéen puisqu'on retrouve de semblables affleurements et morphologies en Afrique du Nord par exemple (V. Perthuisot, 136).

Un *Xēromēros* se définit ainsi par sa lithologie, par sa situation tectonique et par son évolution karstique. Pour comprendre cette derniè-

re, il faut d'abord expliquer la singularité structurale en rendant compte du broyage intense et de l'isolement topographique. Ensuite, on peut rendre compte du modelé karstique en tant que modelé exclusif.

1. La particularité tectonique du Xéroméros. (Fig. 8, p. 36).

Cette singularité explique l'aspect du faciès et rend compte de la subdivision régionale. Or ces deux faits fondent le double aspect du modelé à la fois karst de corrosion et fluvio-karst.

Aussi peut-on étudier successivement la mise en place du Xéroméros et définir le caractère général de celle-ci, proposer des types régionaux ayant aussi une réalité hellénique, enfin aboutir en combinant les situations tectoniques et les caractéristiques régionales à des types morpho-structuraux.

1.1. La mise en place du Xéroméros.

Il s'agit de comprendre la situation tectonique de cet affleurement de Trias qui s'interpose entre le Xérovouni aux calcaires post-liasiques et les Monts d'Acarnanie aux calcaires liasiques. Cette démarche s'impose puisque la mise en place de cette bande de broyage rend compte de l'épaisseur du matériel et en conséquence de la longévité du karst (Cf. Fig. 9/10/11 P. 38; 40 et 42).

On peut ainsi poser le problème tectonique :

- un Xéroméros est-il un affleurement de Trias en place ? Autrement dit, comment le Trias a-t-il pu être débarrassé de sa couverture calcaire surincombante épaisse d'au moins quinze cents mètres ?
- Si non, comment a-t-il pu recouvrir un avant pays composé de chaînons calcaires séparés par des synclinaux de flysch comme le révèlent les fenêtres de Loutra Trifos et de Drimos ?

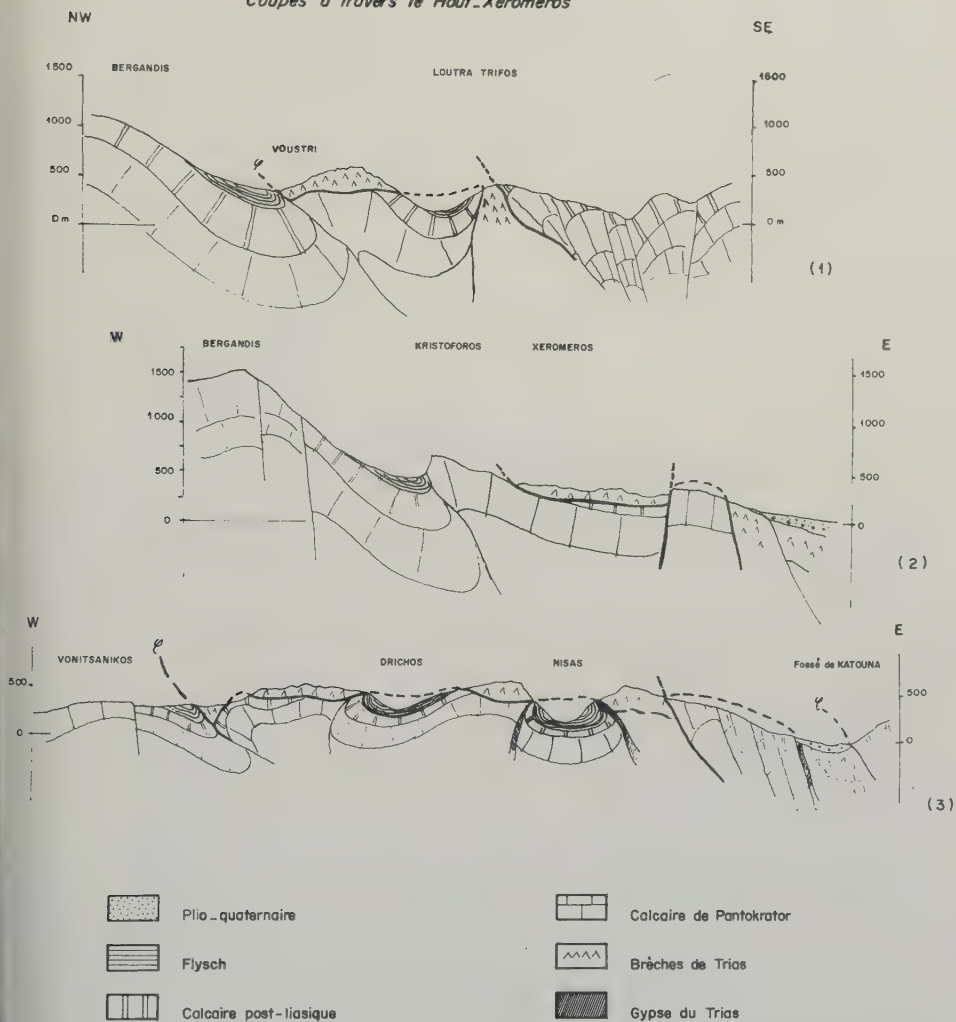
On peut formuler plusieurs hypothèses, toutes doivent tenir compte des faits suivants ;

- le broyage de l'affleurement, preuve de fortes pressions tectoniques.
- l'émergence d'un matériau d'âge triasique sur une si vaste superficie au point de devenir le support d'un modelé caractéristique.

Fig -47

258 bis

Coupes à travers le Haut-Xéroméros



- Coupe 1 Elle montre comment la nappe des brèches est séparée du Bergandis par un val atténué de flysch et comment à l'Est elle plonge sous le Xérovouni.
- Coupe 2 Elle montre comment les mouvements plio-quaternaires ont coupé le Xéroméros de ses racines et comment l'autochtone staxhume grâce à l'érosion karstique ou grâce à la tectonique tardive.
- Coupe 3 Coupe générale à travers le Haut-Xéroméros. Apparition des fenêtres d'autochtones grâce à l'érosion du Nisas et du Drichos. La nappe fossilise une surface d'érosion et elle a été disloquée par des mouvements tectoniques tardifs.

ECHELLE L: 1 / 400 000° N: 1 / 50 000°

- la présence de calcaires plus tardifs recouverts par le matériel cataclasé ou le dominant d'escarpements tranchés.
- la direction légèrement oblique de ces affleurements par rapport à l'orientation dinarique de la zone ionienne.
- le déversement vers l'Ouest vérifié sur le terrain le long des faces ouest.

Structuralement le *Xéroméros* peut correspondre à plusieurs situations :

- est-il un mont dérivé de style provençal (P. Birot, ¹⁵) dont l'apparition résulte d'une ablation efficace ?
- est-il une semelle de nappe dont la couverture charriée constitue les reliefs de la *Haute Acarnanie* ?
- est-il un bourrelet diapirique ?
- est-il un affleurement mécaniquement étalé à la suite d'un sous-charriage de la zone ionienne sous celle du *Gavrovo* ?

Ces questions se posent aussi pour chacun des *xéroméros* de la Grèce occidentale même si la dimension est moindre.

Peut-on considérer qu'un *xéroméros* soit le résultat de l'évolution d'un pli banal ?

Deux faits sont incompatibles avec cette hypothèse. Le broyage du Trias devient inexplicable en régime de plis simples, alors qu'il révèle une tectonique violente. La mise au jour de l'affleurement suppose l'ablation rapide et en peu de temps d'une grande épaisseur de calcaire. Or l'orogénèse, dans le meilleur des cas, débute à l'Aquitainien (I.G.R.S.-I.F.P., ⁹⁹) ; la crise majeure elle-même est encore plus tardive, puisqu'elle date du Burdigalien supérieur (J. Aubouin, ⁰¹ ; I.G.R.S.-I.F.P., ⁹⁹). La complète érosion des formations posttriasiques doit, en outre, cesser au cours du Néogène, puisque les formations pliocènes reposent sur le Trias déjà cataclasé à *Etoliko*, à *Drimos* et à *Nëa Kamarina* en *Acarnanie* ; il en est de même pour les *xéroméros* de *Corfou*, de *Filiatès* et de *Jannina*. Il faut donc admettre que l'apparition du Trias ne dépend pas de l'érosion.

Peut-on considérer un *xéroméros* comme la semelle d'une nappe ?

Cette hypothèse ultra-nappiste qui explique le broyage superficiel du Trias, voit, dans les *Monts d'Acarnanie* et en Grèce occidentale dans tous les massifs situés à l'Ouest de l'affleurement de Trias, la couverture

calcaire surincombante transportée par charriage. Deux faits s'y opposent sans tenir compte du gigantisme du mécanisme sans aucune mesure avec le style de plissement. En effet, si on retient cette hypothèse on ne peut expliquer sous le Trias la présence du flysch et des calcaires secondaires et la conformité des flancs orientaux des chaînons occidentaux. Ces flancs disparaissent sous les brèches à *Krissovitsa*, à *Panaya Persova*, à *Voustri* et à *Thyrion*. L'escarpement occidental du *Xéroméros* est donc un front de chevauchement. Les *Monts d'Acarnanie* et en définitive tous les reliefs occidentaux des affleurements triasiques sont en place. C'est le Trias qui est étalé.

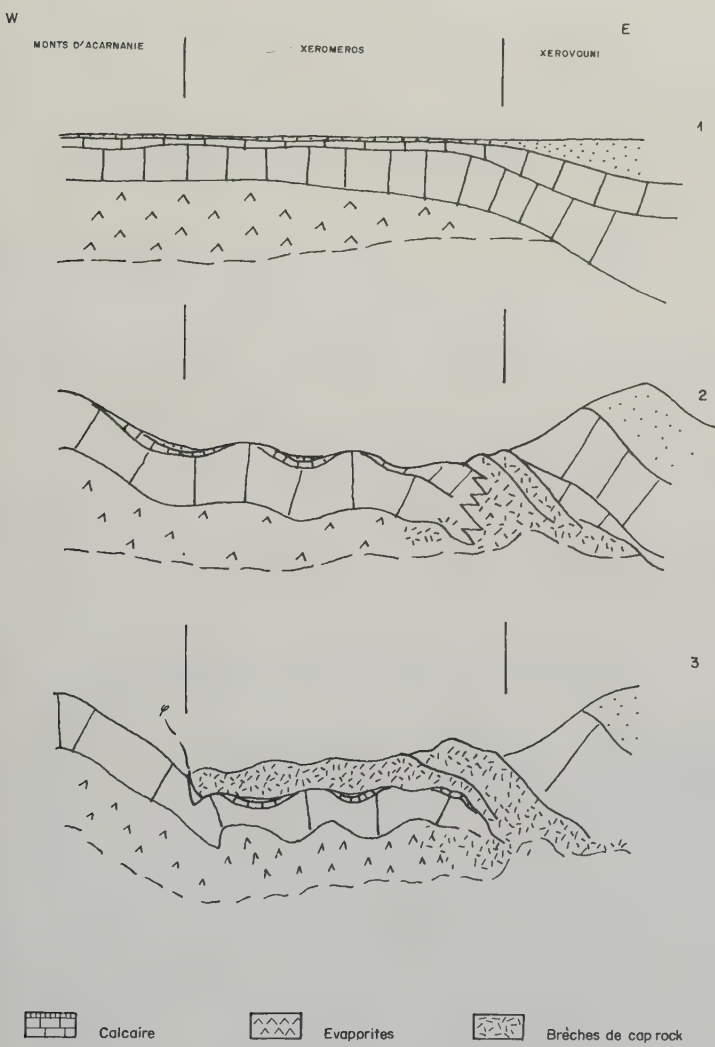
Peut-on considérer un xéroméros comme un diapir ?

Les propriétés mécaniques des évaporites triasiques se prêtent à une dynamique diapirique. Leur plasticité les rend propices aux déformations de forte amplitude. Leur légèreté relative favorise leur élévation et leur injection le long des plans de fracture. La présence de lentilles de roche comme le gypse qui ont pu servir d'éléments lubrifiants, constitue un argument supplémentaire en faveur de phénomènes intrusifs. Certains des affleurements comme ceux de *Lakka* ou de *Filiatès* sont interprétés comme des diapirs par les travaux géologiques (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Pour le *Xéroméros*, le diapirisme est plus local que général en raison de l'importance de l'affleurement et de certaines particularités.

Le *Xéroméros* peut s'interpréter comme un bourrelet d'origine diapirique qui porte sur son dos des copeaux de la couverture sus-jacente traversée comme à l'emporte pièce par les évaporites triasiques. Le broyage est lié au mouvement ascendant des séries légères épaisses d'au moins quinze cents mètres (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Selon un tel schéma le *Xéroméros* est le résultat d'un serrage situé au niveau de la couverture sédimentaire. Ce mouvement de compression explique ainsi l'écrasement du substrat des évaporites (F. Hermann, 95). Il dépend aussi d'un étirement de cette couverture et de la formation d'une zone mécaniquement ameublie à l'emplacement des racines du *Xéroméros*. On a affaire à ce que F. Trusheim (161) appelle une halo-tectonique. La part du diapirisme pour expliquer la mise en place de ces brèches cataclastiques est indéniable, mais l'intervention exclusive d'une telle tectonique qui s'apparente en principe à celle des dômes de sel est insuffisante pour expliquer l'ampleur de l'affleurement et son étalement vers l'Ouest.

Pour rendre compte du déversement, on peut concevoir qu'une pre-

Schéma permettant d'expliquer la mise en place du Xéromerôs



mière famille de diapirs ait pu se mettre en place précédemment au déversement et favoriser les événements ultérieurs et en particulier le gigantisme du *Xéroméros*. Dans ce cas la deuxième génération se déverse en raison de la présence de sillons marginaux qui accompagnent tout diapir. De telles évolutions existent en *Épire* (*Filiatès*) et à *Corfou* (diapir de *Corfou*). Dans ce cas la mise en place se fait en deux étapes. Il faut cependant comprendre les dimensions du *Xéroméros* acarnanien sans comparaison avec ceux de l'*Épire* ou des îles.

Peut-on considérer le *Xéroméros* comme un affleurement mécaniquement étalé ?

Il est incontestable que le plateau est une mylonite épaisse de deux cents mètres comme permettent de l'affirmer les versants des fenêtres de *Drimos* et du *Nisas*. La proximité de l'autochtone est évidente. (Cf. Fig. 47, p. 258).

Les échines en *Pantokrator* du *Christoforos*, du *Mirovigli* et de l'*Agrapidia*, les dalles crétacées de *Krissovitsa* et de *Konopina* et le plancher des fenêtres en témoignent. Il faut donc admettre l'étalement du Trias sur un avant-pays de chaînons dénudés jusqu'au Lias à l'Ouest et jusqu'au Crétacé à l'Est. Cette situation prouve l'action d'une érosion dont l'agressivité est comparable à celle qui s'est exercée sur les monts d'*Acarnanie* et d'*Épire*. Leur alignement selon la direction dinarique prouve leur enracinement et leur révélation est due soit à l'érosion pour les affleurements de *Krissovitsa*, soit à l'instabilité tectonique tardive pour les reliefs d'*Agrapidia* et de *Paliambela*.

Il faut admettre que le *Xéroméros* est une nappe faite d'évaporites triasiques dont le broyage est consécutif à leur mise en place. En fait, il n'y a pas de véritable charriage comme peut le faire croire le mot nappe et il conviendrait de dire que le *Xéroméros* est une nappe d'étalement d'origine mécanique ou une nappe d'extrusion. Le déversement s'explique par le manque de cohésion du matériel et l'étalement est dû à la pesanteur. Pour cela il faut en regard de la disposition topographique présente concevoir une pente à l'inverse de l'actuelle. Cette pente peut être créée lors de la formation de la nappe. D'après D. Sannemann (148) un bombement d'origine diapirique entraîne la formation d'un sillon marginal. Ainsi cette forme comporte un bourrelet central que soulignent des sillons marginaux. Ces derniers expliquent que les formations pliocènes se localisent sur le pourtour du *Xéroméros*. (Fig. 48, P. 260

La mise en place s'est effectuée en plusieurs étapes. La première est contemporaine de la phase orogénique majeure ; la seconde est contemporaine de la phase d'instabilité fini-miocène. Les sédiments corrélatifs de cette crise peuvent être les fractions les plus grossières situées à la base des sédiments mio-pliocènes de *Néa Filippia* et du lac d'*Ambracie*. Une dernière phase semble postérieure au Pliocène puisqu'à *Corfou*, le *xéroméros* se déverse sur le pliocène de *Yannadhès*.

Il reste que le mécanisme de la mise en place est difficile à saisir. Le *Xéroméros* est une pellicule de Trias étalée mécaniquement au cours du Négoène. On peut penser qu'il résulte d'un sous-charriage de la zone ionienne plongeant vers l'Est. La compression qui en résulte entraîne l'extravasation des évaporites. Le *Xéroméros* enfin a connu des rejeux ultérieurs. L'exhaussement des chaînons calcaires qui le dominent, et une partie des pointements de gypse peuvent s'y rapporter. Cette instabilité quaternaire rend compte des régions qui subdivisent la bande de broyage.

1.2. Les régions du Xéroméros (Carte H.T. Xéroméros, Fig. 49 p. 262)

Le *Xéroméros* d'*Acarnanie* peut se subdiviser en régions.

- Le Xéroméros septentrional ou Vonitsaniko (L. Heuzey).

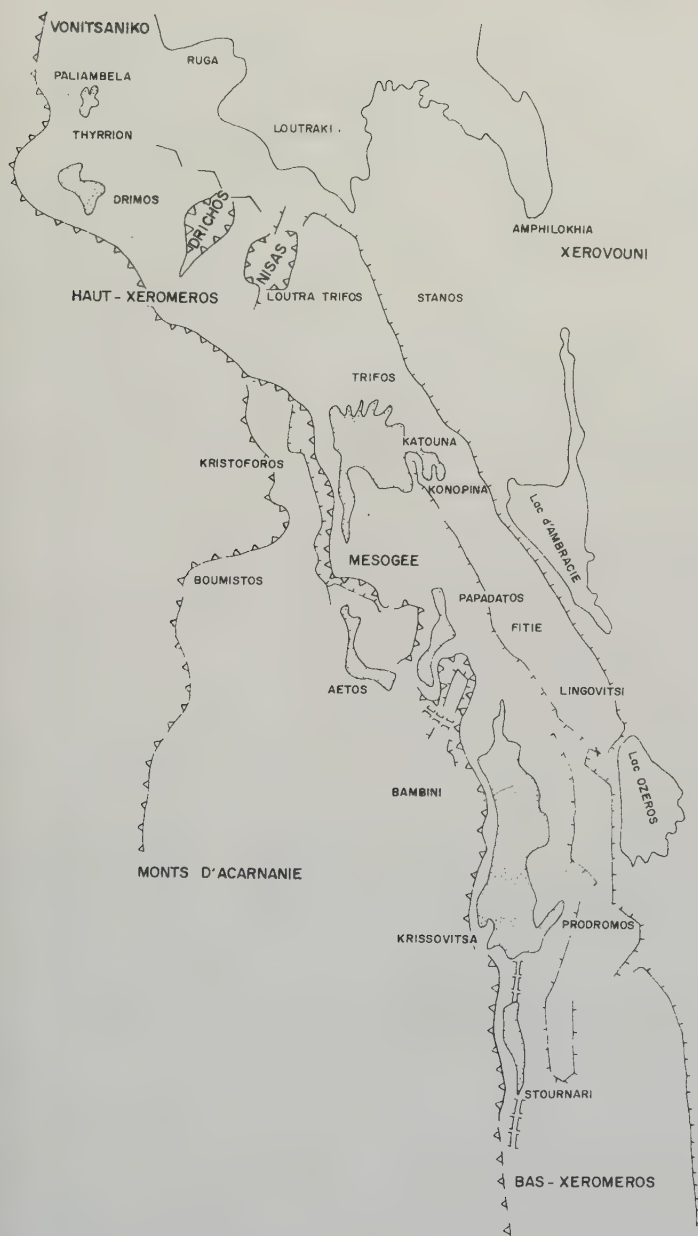
Une échine centrale de calcaire de *Pantokrator* domine les calcaires broyés de *Paliambēla*. Le modelé regroupe les oules du gypse, les dolines du calcaire et les grands ouvalas de *Thyrrion* et de *Paliambēla*. En outre l'instabilité du rivage comme le révèle l'inondation des routes antiques menant à *Rouga* explique la submersion marine des dolines littorales.

- Le Haut Xéroméros

Ce bloc monoclinal au front tourné vers le *Bergandis* s'abaisse vers le golfe d'*Ambracie* dont il est séparé par une plainette littorale. Il se caractérise par les plus hautes altitudes entre 500 et 800 mètres, par de profondes vallées, fenêtres dues au *Nisas* et au *Drichos*. (Fig. 52, p. 272).

- La Mésogée de l'Acarnanie

Ce lourd gradin s'élève au dessus des plaines lacustres de l'*Etolie* et constitue un large degré que dominent les plus hauts sommets de l'*Acarnanie* (*Bergandis* et *Boumistos*). Son compartiment oriental groupe des

Xeromeros

formes karstiques moyennes dont celles dues aux effondrements sont les plus nombreuses, les plus profondes et les plus recoupées. Il est délimité à l'Est par un escarpement de faille injectée de gypse. A l'Ouest, si au Nord le rebord est festonné, au Sud l'escarpement devient plus net car les calcaires massifs y sont plus courants, et les poljés s'y creusent davantage en forme de vallée. Le compartiment occidental en contre bas regroupe les principaux poljés. Vastes alvéoles au Nord, les plaines s'allongent au Sud et prennent l'allure d'un fluvio-karst à gorges dans les calcaires massifs du *Porta*, à méandres et à vallons secs autour des blocs faillés de *Krissovitsa*.

- Le Bas Xéroméros.

A l'extrême sud, l'ancienne *Parachéloïtide*, avant de disparaître sous les alluvions de l'*Achéloos*, se pulvérise en collines couvertes de chênes-vallonés. Puis le pays se découvre et les buttes s'enlisent comme celles qui abritent l'ancien port des *Oeniades* aux bassins désormais semblables aux darses ruinées de *Sagra* ! Au coeur des étendues herbeuses, palustres et marécageuses de l'antique lac *Mélitè*, aujourd'hui lac *Lessini*, s'élèvent quelques îlots rongés de cavités et de calanques mortes.

Or tous les xéroméros de la Grèce occidentale peuvent se comparer à l'une ou l'autre de ces régions. Tous se caractérisent par une topographie désordonnée marquée par des différences d'altitude. Certains sont bas et crevés de dépressions comme le xéroméros de *Céphalonie* ; certains possèdent des altitudes élevées (700 m) et sont coupés par des rivières encaissées ; tels sont les xéroméros de *Delvinakion* et de *Témélon*. Certains se caractérisent par des inadaptations fluviales. Ainsi le *Gormos* traverse le diapir de *Delvinakion*, le *Kalamas* celui de *Filiatès* comme l'*Achéloos* traverse le *Bas Xéroméros*. Les limites se présentent sous l'aspect de sillons marginaux atténués par des séries détritiques néogènes ou quaternaires (*Corfou*, *Filiatès*, *Témélon*, *Jannina*). Certains même présentent des fenêtres, telle la fenêtre d'*Ayia* (massif de *Parga*) ou celle d'*Ayios Markos* à *Corfou*.

Ces formations en apparence vagabondes et dispersées appartiennent donc à un domaine structural homogène dont on peut même classer les aspects régionaux.

- Type régional du Vonitsaniko : à faible relief et en partie ennoyé.

Xéroméros de *Céphalonie*, de *Leucade* ou de *Corfou*.

- type régional du Haut Xéroméros : à relief élevé et fenêtré.
xéroméros de Delvinakion et de Parga.
- type régional de la Mésogée : gradin karstifié avec fluvio-karst.
xéroméros de Corfou et du Chlomos ; xéroméros de Filiatès.
- type régional du Bas Xéroméros : atténuation par remblaiement alluvial et inadaptation fluviale.

Xéroméros de Témélon (Achéron)

xéroméros de Delvinakion (Gormos)

xéroméros de Nêa Filippia (Louros)

Le découpage régional est donc fondé sur des différences d'altitude, sur un agencement distinct des figures karstiques, sur un réseau hydrographique inégalement développé et inadapté. Ces différences dépendent d'une lithologie modifiée par le broyage et d'une tectonique dont la persistance est attestée par l'apparition du gypse. Elle dépend aussi du type de recouvrement. Parfois celui-ci superpose au calcaire autochtone des brèches calcaires assez massives ; parfois il superpose au flysch autochtone, des brèches massives ou non. De ce fait, l'évolution du karst ne peut être semblable d'une région à l'autre et commande ainsi la diversité régionale d'un xéroméros. Les conditions lithologiques ne sont pas les seules responsables de cette diversité de modèle, en effet la dégradation karstique découle aussi d'un isolement progressif d'origine tectonique.

En associant le type régional à la situation structurale, on peut définir des types morpho-structuraux.

1.3. Les types morpho-structuraux.

- Les caractéristiques.

Le xéroméros est un bloc monoclinal ou un horst. Il est limité par des escarpements de faille ou un front de chevauchement. Il est bordé par des sillons marginaux atténués par les séries détritiques consécutives à la dernière phase de sa mise en place. Son modelé est marqué par la corrosion karstique et différencié par des réajustements tectoniques de compression ou de distension.

- La situation tectonique.

Elle permet de distinguer les différents xéroméros selon des ty-

pes dont la situation réelle diffère de la situation apparente.

1°. type : la remontée diapirique

situation apparente : faille normale injectée de Trias,
situation réelle : injection de Trias le long des fractures au
voisinage des axes anticlinaux sous un régime de compression.

2°. type : le dôme diapirique.

situation apparente : bourrelet médian ou marginal d'un pli déjà-
té, simulant une distension.
situation réelle : injection de Trias le long d'une faille che-
vauchante.

3°. type : xéroméros à sillons marginaux.

situation apparente : bombement simulant un mont dérivé.
situation réelle : remontée diapirique au coeur des anticlinaux.

4°. type : xéroméros déversé.

situation apparente : nappe de charriage
situation réelle : nappe d'extravasation.

Ainsi l'ascension des brèches et leur déversement ne sont que les conséquences de la répartition de contraintes tectoniques engendrées par des mouvements de serrage en profondeur. Elles sont donc significatives d'un régime de compression. Or et les parois calcaires l'ont montré, elles accompagnent superficiellement des accidents de distension. En fait, l'*Acarnanie* est comprimée entre le golfe de *Patras* et celui d'*Arta* qui se localisent, semble-t-il, sur des accidents tectoniques décrochants.

L'évolution morpho-structurale d'un xéroméros suggère en outre une mise en place progressive dont les principales phases peuvent être déterminées avec assez de précision.

- une première manifestation halocinéétique peut être contemporaine de l'orogénèse burdigalienne. Elle joue le rôle d'une préparation de type diapirique. Preuve : les *Xéroméros* d'*Acarnanie* et de *Parga* et de *Corfou* recouvrent le flysch et le Burdigalien pré-orogéniques. Le diapir de *Corfou* est même fossilisé à l'Est par le Vindobonien déposé dans un ancien sillon marginal.

- une deuxième manifestation halocinéétique entraîne le recouvrement d'une topographie dégradée au cours du Miocène moyen et supérieur. La tectonique pontienne en est responsable.

Preuve : le xéroméros de *Filiatès* recouvre l'Helvétien. Il est lui-même en partie recouvert par le Pliocène. Cette instabilité halocinétique dure pendant le Pliocène qui est souvent logé dans les sillons marginaux (*Xéroméros d'Acarnanie*, xéroméros de *Delvinakion*, de *Filiatès*). L'halocinétisme peut être même post-pliocène puisque le diapir de *Corfou* recouvre le Pliocène supérieur.

- des rejeux quaternaires rendent comptent des déversements tardifs, des renversements de pente, des mises en altitude et des plis de nappe. Ils sont en outre responsables des diversités régionales. Ces rejeux d'abord de compression (pis de nappe) sont devenus des mouvements de distension tardivement (antécédence fluviale et montées diapiriques de gypse).

Ces trois épisodes tectoniques montrent que l'effort de plissement s'est poursuivi après la crise orogénique majeure. Cette instabilité halocinétique n'est pas un phénomène mineur puisqu'elle détermine des unités structurales à l'échelle d'une région, et même, de la *Grèce occidentale*. Elle est en même temps la cause du développement d'un type de modelé karstique. Celui-ci se développe lorsque le xéroméros est définitivement mis en place, c'est à dire au plus tôt au Pliocène. Toutefois il apparaît que ce modelé ne peut se développer pleinement que lorsque se trouve réalisé l'isolement morpho-structural de la bande de broyage.

2. L'individualisation morpho-structurale d'un Xéroméros.

Tout Xéroméros est actuellement caractérisé par une individualisation topographique remarquable qui résulte d'une différenciation acquise progressivement et d'origine tectonique. N'importe quelle bande de broyage constitue en effet un relief structural aux limites nettes et cerné par des bas pays d'origine détritique, marécageux ou lacustres qui se présentent comme des douves qui encerclent un haut relief ruiniforme.

Cependant les versants bordiers n'ont pas le même aspect. Le *Xéroméros d'Acarnanie* en raison de son ampleur en présente des types variés. Leurs caractéristiques permettent d'établir les relations des bandes de broyage avec les régions calcaires voisines.

D'une part, les bordures Ouest et Est du *Xéroméros d'Acarnanie*

permettent de définir des types de sillons marginaux, de considérer leurs influences sur le karst et sur le réseau hydrographique et d'évaluer l'ampleur de l'érosion au front du déversement. Elles permettent aussi de définir un type d'escarpement qui dépend de la néo-tectonique.

D'autre part les terminaisons septentrionale et méridionale permettent de considérer une évolution en relation avec un fléchissement des plateaux vers les golfes d'Arta et de Patras et de comprendre l'élaboration des réseaux hydrographiques inadaptés, responsables des vallées-fenêtres au Nord et du cours de l'Achéloos au Sud.

Ainsi peut-on distinguer :

- le front occidental de déversement et son évolution (p.267).
- l'escarpement oriental et sa constitution (p.270).
- le Haut-Xéroméros, le fléchissement vers le golfe d'Arta et l'apparition des vallées fenêtres (p.274).
- le Bas-Xéroméros, l'enfouissement sous le Pliocène et l'inadaptation de l'Achéloos (p.279).

Ces situations se retrouvent à propos des xéroméros de Corfou et de Delvinakion, les plus importants du domaine épirote.

2.1. Le front occidental : évolution d'un front de déversement.

On peut y distinguer deux secteurs. Celui du Nord se définit par un abrupt toujours visible et doublé par des écaillés d'autochtone. Celui du Sud se caractérise par un contact direct avec les Monts d'Acarnanie.

a) - Le double déversement du secteur nord.

Sur toute la longueur du déversement entre le golfe d'Arta et le Christoforos, le synclinal d'Akhira-Komboti-Thyrrion est chevauché par la nappe d'extrusion. On peut y caractériser six types de profils.

- dans la région de Paliambéla, le front de chevauchement se superpose au flysch et a évolué comme un front de cuesta.
- dans la région de Frastia, le front a été repleyé par un pli-faille déformant le Pliocène de la plaine de Vonitsa. Il est atténué en partie par des dépôts de pente et par des cônes de déjection récents au droit des escarpements de faille (fig. 9 (2) p. 38).

- A *Thyrrion*, le recul des brèches de Trias entraîne l'exhumation de l'autochtone cataclaté. L'escarpement s'accompagne de remontées de gypse, résultat d'une instabilité halocinétiq ue récente (Fig. 50 (a), p. 268).

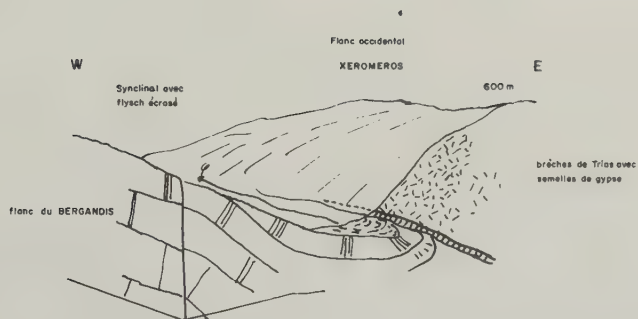
- Face au *Soros*, l'abrupt est le plus net. Les brèches s'appliquent au flanc conforme du *Bergandis*. En fait la forte altitude du mont provient d'un mouvement de surrection d'origine halocinétiq ue étant donné le chapelet de dômes gypsifères qui jalonnent la base de l'escarpement. Ce secteur correspond à la zone la plus prononcée du déversement, car il se situe au droit de la virgation la plus accentuée du *Xéroméros* (Fig. 53, p. 274).

- A *Voustri*, le synclinal de flysch apparaît à nouveau. Le front de chevauchement s'élève alors jusqu'à six cents mètres. Mais au Sud, le *Christoforos* s'individualise et constitue l'escarpement de chevauchement lui-même. Or c'est un bloc de *Pantokrator* qu'une faille surélève, à l'Est alors qu'il est déversé vers l'Ouest (Cf. Fig. 50 (b) p. 268 et Photo H.T. n°8).

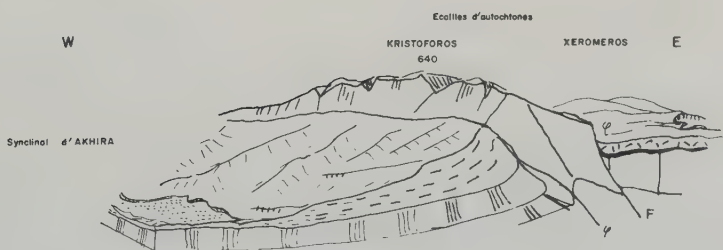
Ainsi cette portion du front de la nappe d'extravasation se caractérise par des escarpements que conditionnent trois principaux facteurs structuraux.

- Les ensembles et les dômes secondaires de la nappe expliquent les sinuosités du front. Ils évoquent un léger serrage latéral néogène. En effet les formations pliocènes qui la bordent, se localisent à partir de gouttières obliques aux axes structuraux dinariques. Elles sont dues à la crise pontienne et ont été atténuées par le Pliocène immédiatement. Elles sont contemporaines de la déformation engendrant le golfe d'Arta lui-même en partie comblé par les séries continentales mio-pliocènes. On peut assimiler ces gouttières à des sillons marginaux d'origine halocinétiq ue. Depuis elles ont été morcelées par les déformations quaternaires ; le Pliocène est en effet basculé à *Drimos* et à *Rouga*. (Fig. 53, p. 274).

- l'instabilité tectonique le long du front de chevauchement explique la disparition ou au contraire la surélévation des écaillés de calcaire autochtone. En particulier la virgation à la hauteur du *Soros* accentue le déversement et entraîne une surrection du Trias, par bourrage. Cette surrection s'est accompagnée d'un sillon marginal qui a exagéré le synclinal d'*Akhira* au point d'en faire une dépression fermée. En considérant la faible épaisseur du colmatage et la convergence des versants de flysch vers le centre de la



Le contact au niveau de Thyrrion



Le contact au niveau de Kristoforos

cuvette, cette gouttière apparaît comme très récente. Elle semble en relation avec la crise tectonique la plus tardive.

- Le recul du front de la nappe explique l'exhumation des calcaires du substratum. Ces versants d'érosion se situent au droit des secteurs sans gypse dont l'absence est révélatrice de l'inertie tectonique.

Le front se caractérise donc par une succession de versants d'érosion et de versants d'origine structurale. On peut y définir un type en relation avec un serrage latéral d'âge néogène, un type correspondant à l'atténuation du front au cours du Quaternaire ancien, un type défini par un rejeu postérieur à l'érosion du front au cours du Quaternaire récent.

Le réseau hydrographique adapté à la topographie du Pleistocène ancien, comme semblent l'indiquer les sinuosités des poljés de *Thyrrion*, s'est désorganisé lors de la crise du Pleistocène moyen. Il s'est enfoui ou bien barré par les remontées de gypse a créé les cuvettes lacustres de *Voustris* et d'*Akhira*. Le réseau diaclinal actuel est d'apparition récente donc.

L'érosion au front du déversement est difficile à évaluer. Les escarpements sont en effet récents et dénivellent la topographie antérieure au point d'empêcher toute évaluation sérieuse. On ne peut, en outre, n'évaluer que le recul du front qui correspond au dernier état du déversement. Quand les versants sont hérités, ils indiquent seulement un recul de quelques dizaines de mètres, par exemple à *Thyrrion*. Cette observation fait dire que la porosité des brèches a été la cause d'une certaine immunité et que les sillons marginaux ont contribué à l'isolement. En effet, niveaux de base locaux stables, éloignés des axes fluviaux, ils ont renforcé l'inertie du faciès. On en a la preuve avec la rivière de *Thyrrion* qui à l'extrémité de sa percée conséquente se perd par un ponor du *Vonitsaniko*.

b) - Le front du secteur méridional (Fig. 51 (a-b-c) p. 270).

A partir de *Christoforos*, le chevauchement de l'autochtone et le déversement des brèches se dissocient. Le premier bifurque vers l'Ouest où il s'associe au chevauchement du *Boumistos* ; le second se dirige vers le Sud et du *Mirovigli* jusqu'au delta de l'*Achéloos* les brèches recouvrent directement les calcaires des *Monts d'Acarnanie*. Là aussi on peut distinguer plusieurs types de versant bordier.

- dans la région de Liméria les brèches recouvrent les calcaires liasiques

et donnent un escarpement banal (Fig. 51 (a), p. 270).

- dans la région de Bambini, l'abrupt a été atténué par la corrosion karstique en raison de poljés installés dans le sillon marginal (Fig. 51 (b), p. 270

- dans la région de Stournari, l'escarpement a été dénivélé par faille (Fig. 51 (c), p. 270).

Ce contact est caractérisé par un escarpement souvent atténué par la corrosion karstique.

Ces différents types se retrouvent le long des façades occidentales des autres xéroméros.

- le type défini par un front assimilé à une cuesta caractérise le versant du diapir de *Corfou*.

- le type repley par pli-faille définit le front du *Chlomos* à *Corfou*.

- le type dû à une instabilité halocinétique avec injection de gypse caractérise le front du diapir de *Néa Filippia* ou le xéroméros de *Parga*.

- le type qui résulte d'une corrosion karstique à partir de poljé de sillons marginaux se retrouve à *Témélon*, à *Jannina*, à *Delvinakion*.

2.2. L'escarpement oriental et sa constitution (Fig. 52, p. 272).

Ce versant se suit du Golfe d'Arta à la vallée inadaptée de l'*Achéloos*. On peut y distinguer trois secteurs.

- le versant de *Trifos*.

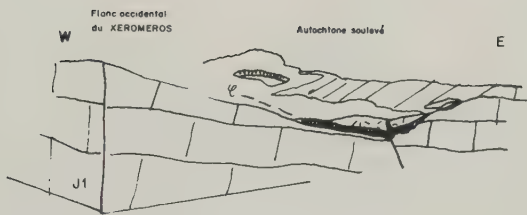
- la faille diapir d' *Ipsoraki*.

- le décrochement du lac *Ozéros*.

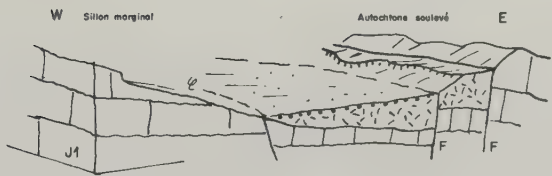
Ces trois versants, le premier dans l'autochtone, le second dans le gypse, le troisième dans les brèches de Trias, soulignent tous les influences d'une tectonique post-néogène.

a) - Le versant de Trifos.

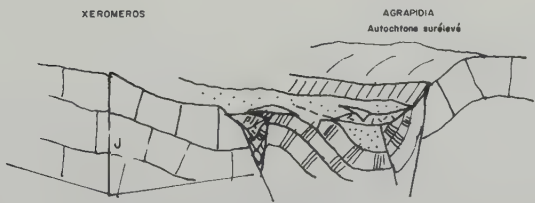
Les calcaires cohérents qui dominent le fossé de *Katouna* ont été soulevés et déjetés vers l'Est par les mouvements tectoniques associés à l'extrusion des brèches. Ces accidents dénivellent des plis étroits. En effet les calcaires liasiques s'alignent selon des axes anticlinaux décalés par des décrochements transverses et encadrent des calcaires sénoniens qui jalonnent un axe synclinal compliqué d'accidents secondaires. En contre bas



Le contact au niveau de Limeria



Le contact au niveau du polje de Bambini



Le contact au niveau de l'Agrapidia.

le Pliocène du fossé de *Katouna* est faillé. On peut assimiler ce graben à un sillon marginal effondré au cours du Quaternaire. Ailleurs des tabliers d'éboulis indurés sont eux-même fracturés. Ces brèches anciennes du Quaternaire moyen apportent la preuve d'un rejeu encore plus récent des failles. Enfin au-dessus de *Loutraki*, un cône argileux est lui-même faillé. Le cône est en effet en amont composé d'une masse argileuse et caillouteuse ; en aval il est recouvert d'une nappe caillouteuse. Tout se passe comme si le cône était remanié à partir d'un certain endroit. Ce remaniement apparaît en aval d'un bourrelet induré dont les constituants sont des éclats calcaires cimentés. Epais d'une quinzaine de centimètres, il recoupe obliquement la masse argileuse selon une direction N.NW.S.SE. Cette figure est unique au sein du cône. On peut l'interpréter comme une faille. Le cône semble se rapporter à la dernière crise froide. On aurait ici, la manifestation d'une crise tectonique wurmienne en bordure d'un diapir.

b) - La faille diapir d'*Ipsoraki*.

Au Sud du versant de *Trifos*, le *Xéroméros* est limité par un versant de plus de deux cents mètres de commandement. Composé uniquement de gypse, il a sept kilomètres de long et quatre cents mètres de large et domine le lac d'*Ambracie* qui face à lui atteint ses plus grandes profondeurs (20 m) et semble ainsi logé dans un sillon marginal.

Les évaporites recoupent les formations pliocènes du fossé étolien et sont partiellement recouvertes par des grèzes semblables à celles de la dernière crise froide. Le gypse est raviné par des rigoles que séparent des interfluves arrondis. Si on admet que le gypse jalonne des zones instables, on peut penser, étant donné la présence des grèzes et des rigoles, que cette instabilité a cessé depuis peu. La faille diapir peut être contemporaine de l'accident qui affecte le cône de *Loutraki*. A la limite, on pourrait dire qu'elle se situe après le Würm inférieur, si on considère le cône comme ayant été formé à partir des altérites néo-tyrrhéniennes.

c) - Le décrochement du lac *Ozéros*.

Les brèches du *Xéroméros* dominent les lacs étoliens par un escarpement de faille normale. Un décrochement NE.SW rompt la régularité de cet accident N.S. et déporte les brèches vers le *Mutsoraki*. La fracture est jalonnée par du gypse sur un kilomètre.

Le failage des sédiments pliocènes qui se trouvent au Sud du lac Ozēros, est là aussi l'indice de rejeux quaternaires. La présence d'une dépression irrégulière entre Pliocène et brèches est aussi l'indice de la formation d'un sillon périphérique. Comme ce dernier n'est atténué que par les sédiments les plus récents du Quaternaire, on peut penser qu'il est apparu après la période de constitution des cônes argilo-caillouteux si caractéristiques des bords du lac d'Ambracie (Cf. Chapitre 12, 2° Partie, Livre 2).

Ainsi la bordure orientale du Xēromēros est due à des accidents de distension. Ces mouvements s'accompagnent de remontées de gypse. La dislocation de certains dépôts récents révèle la possibilité de rejeux du Quaternaire récent.

En outre, par la façon dont affleure le gypse, on peut, semble-t-il, établir une chronologie des dislocations. Il faut en effet distinguer :

- les bandes de broyage. Elles correspondent à la phase tangentielle qui s'est poursuivie dans le Quaternaire.
- les failles-diapir. Elles caractérisent une phase de distension située au Quaternaire récent.

Les dépressions qui accompagnent le Xēromēros relèvent de la halotectonique. La localisation des lacs, à l'Ouest du sillon étolien, est due à une dissymétrie structurale et non pas à une évolution de type karstique par exemple. Le sillon marginal s'est approfondi irrégulièrement car il a été morcelé en "ombilics" par des mouvements tectoniques récents. Cette fragmentation en petites unités dépend d'une nouvelle tectonique, nouvelle en effet par son style (distension) et par les orientations de ses accidents (N.NW.).

On observe des types semblables de bordure le long des Xēromēros de Corfou et de Delvinakion.

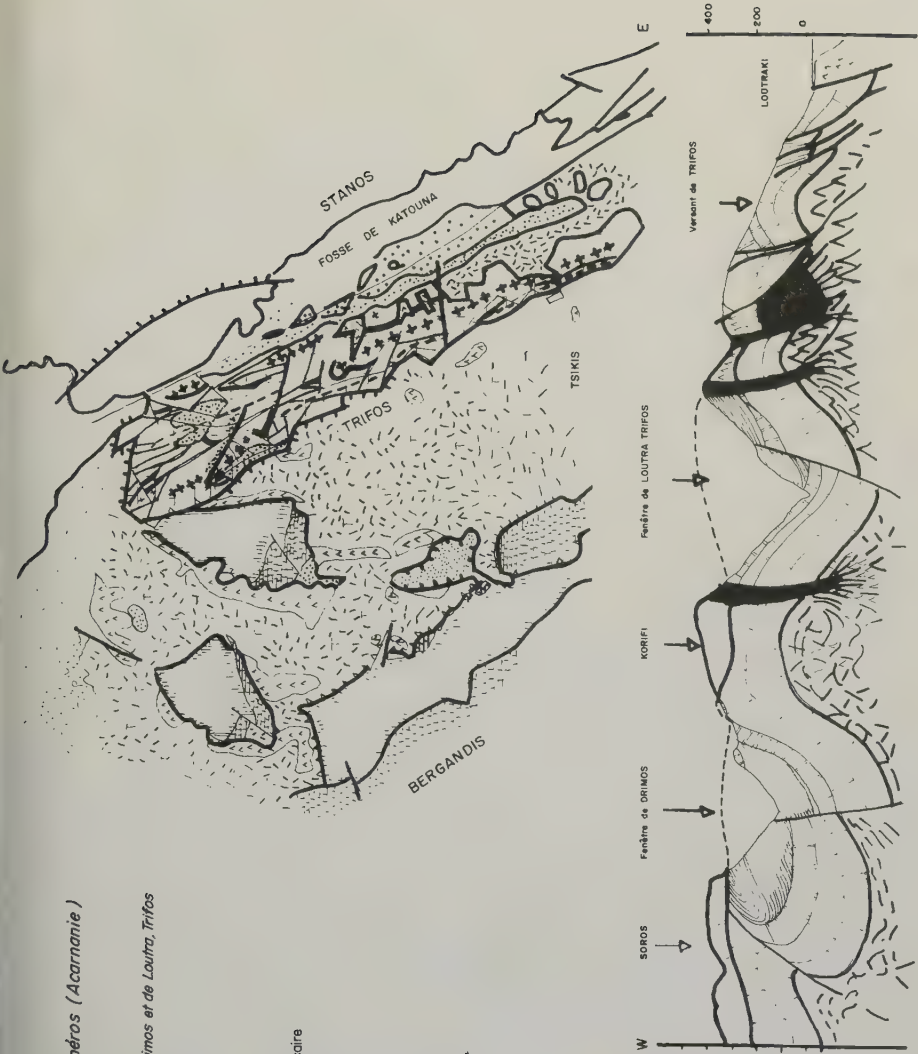
Le Xēromēros de Corfou est limité à l'Ouest par une pseudo-cuesta de déversement. Le front est taillé dans les brèches assez cohérentes et le talus dans le Pliocène marin au Nord et dans le Miocène post-orogénique au S. (I.F.P.-I.G.R.S., 99). Ainsi le déversement est au plus tard pliocène et il a entraîné la formation d'un sillon marginal. En effet la cuesta domine la plaine de Yannadhēs qui est atténuée par un colmatage récent de couleur beige. Le drainage est assuré par une rivière qui se jette dans la baie

Le Haut - Xéroméros (Acarmanie)

Les fenêtres de Drimos et de Loutra Trifos



ECHELLE: 1/100 000*



d'*Ermonès*. Le cours d'eau rejoint la mer par un goulet de fracture comme le prouve le miroir exhumé de sa rive droite. La dépression anciennement fermée est d'origine structurale. Etant donné la faible épaisseur du colmatage et l'absence de rubéfaction, il apparaît que cet ombilic est récent. Son désenclavement l'est encore plus dans ces conditions. La plaine de *Yannadhès* a été, semble-t-il, une plaine d'inondation et son plancher alluvial actuellement réincisé est semblable à un colmatage fin lacustre. On retrouve une situation observée au flanc du *Xéroméros d'Acarnanie*. Un front de déversement domine un sillon marginal, à la suite d'une reprise du déversement au Quaternaire. La dépression fermée d'origine structurale a constitué un niveau de base local qu'une reprise d'érosion récente a désenclavé. Le flanc oriental est un littoral bas et marécageux taillé dans la molasse post-orogénique. Il faut le considérer sur l'emplacement d'un sillon marginal ennoyé actuellement comme le suggèrent en outre les îlots rocheux calcaires pré-littoraux (carte H.T. Corfou).

Le *Xéroméros de Delvinakion* présente dans sa partie septentrionale une pseudo-cuesta de déversement, le talus étant ici taillé dans le flysch et le Burdigalien. Dans sa partie méridionale, il prend le type de l'escarpement atténué par karstification et par comblement en raison de cônes argilo-caillouteux quaternaires qui comblent le sillon marginal. Le sillon marginal de la bordure nord est suivi par le *Drinn* et le *Gormos*. Cette rivière s'est surimposée sur des formations caillouteuses et sableuses discordantes sur les brèches du xéroméros. Par analogie de faciès, elles peuvent être attribuées au Pliocène comme le gisement de *Dhragouni* (J. Aubouin, 01). Le faciès est d'origine lacustre (I.G.R.S.-I.F.P., 99) ; mais en raison de tufs situés plus en aval sur le *Drinn*, on peut y voir une ancienne nappe lacustre du Villafranchien. Dans ces conditions, son désenclavement a été réalisé au cours du Quaternaire (Coupure NW.H.T.).

De ces diverses situations on peut tirer les conclusions suivantes. La tectonique d'origine halocinétique est permanente en Grèce occidentale. Elle entraîne en bordure des bandes de broyage la formation de sillons marginaux qui sont à l'origine ainsi de dépressions structurales. Ces dépressions, si les conditions climatiques le permettent, logent des lacs dont les dépôts sont contemporains des déformations. On peut ainsi à partir de la stra-

tigraphie des dépôts définir les étapes de la formation et de l'évolution des sillons. L'instabilité des bandes de broyage provoquent en effet un remodelage des sillons et une déformation de leurs dépôts sédimentaires. Les colmatages d'âges différents qu'on y trouve le révèlent. En outre ces sillons, selon le contexte morpho-structural, évoluent soit par la corrosion karstique, soit par l'érosion fluviale en facilitant l'épigénie des rivières apparues au Quaternaire. Des accidents transverses aux bandes de broyage jouent le même rôle. Ils caractérisent le type structural du *Haut-Xéroméros*, et des diapirs de *Filiatès* et de *Delvinakion*.

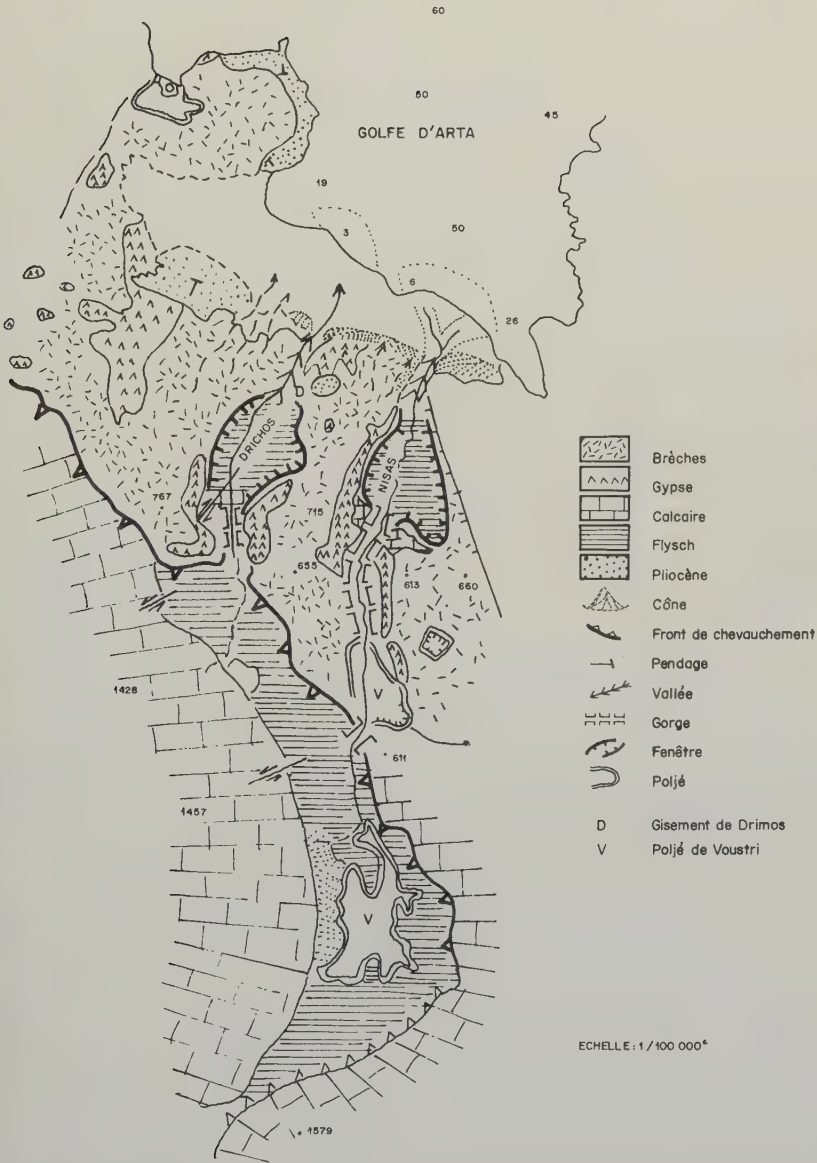
2.3. Le Haut-Xéroméros (Fig. 53, p. 274).

Le *Haut-Xéroméros* est bordé par un versant jalonné de formations pliocènes et ponctué de gypse. Il est disséqué par un réseau diaclinal responsable des vallées-fenêtre. Cette région soulève deux problèmes majeurs, celui de la flexure de la nappe au-dessus du golfe d'Arta et celui de la dissection des brèches. L'un et l'autre ne peuvent être résolus que dans le cadre de l'halocinèse.

a) - La flexure de la nappe

L'affaissement du *Xéroméros* septentrional est lié à la formation de la dépression transverse qui recoupe toute la zone ionienne dans sa partie médiane (J. Aubouin, 01) et qui est actuellement occupée par les eaux peu profondes du Golfe d'Arta (60 mètres près du *Xéroméros*).

Région déprimée depuis le mio-pliocène comme l'enseignent les dépôts détritiques de l'Épire méridionale, le golfe présente une dissymétrie bathymétrique. Les plus grandes profondeurs de sa rive sud peuvent s'interpréter comme déterminées par un sillon marginal d'origine halocinétique. Les formations de Pliocène qui s'échelonnent de *Drimos* (200 m) au rivage (*Rouga*), ont été elles aussi commandées par la présence d'un sillon. Elles permettent d'estimer l'instabilité ultérieure comme faisant partie des crises du Pleistocène. Ce mouvement s'accompagne de failles parallèles au rivage. Elles affectent en particulier la retombée du *Stanos* au-dessus du golfe. Ce faisceau de fractures accompagne un accident plus important de type décrochant responsable en définitive du refoulement du Trias et de sa surélévation récente.



Des déchirures perpendiculaires peuvent s'associer à ce mouvement de translation. Par gravité, les blocs sont conduits à s'écarter les uns des autres. A la limite l'exhumation de l'autochtone des fenêtres peut être en partie liée à cette tectonique de gravité superficielle. Le gauchissement d'une nappe de déversement n'est pas propre au *Xéroméros*, il caractérise aussi le *xéroméros* de *Parga* et la fenêtre d'*Ayia*. (Cf. Fig. 45 (b), p. 232).

Les montagnes de *Parga* sont limitées à l'Ouest par des injections de Trias le long du plan de chevauchement. Au NW, la découverte par l'I.F.P. (99) d'une fenêtre de marnes aquitaniennes de plusieurs kilomètres carrés de surface à travers le Lias et le Trias prouve l'importance du déversement. La fenêtre apparaît à la faveur d'un bombement anticlinal qui affecte le Trias déversé et le flysch autochtone. Ces déformations se sont produites après la phase principale de chevauchement. Comme aucune rivière n'est responsable de la boutonnière, il faut admettre que la fenêtre est d'origine structurale. Le flysch est un mont tardif apparu après que l'enveloppe de Trias eût glissé sur les flancs du nouvel anticlinal. Etant donné que le mont de flysch est encore bien conservé, on est obligé d'admettre en comparant son évolution à celle d'autres reliefs de flysch que le mouvement de serrage est récent. Etant donné en outre l'absence de talus indurés anciens, présents à *Parga* au pied d'un versant identique à celui qui limite la fenêtre, d'autant plus qu'aucun cours d'eau n'a pu évacué à un moment ou à un autre les éboulis, on est tenté de faire apparaître le gauchissement au cours du Quaternaire récent (Cf. chapitre 13, Seconde Partie, Livre II).

Le problème se pose d'une autre façon pour les fenêtres du *Haut Xéroméros*, même si leur apparition est aussi tardive.

b) - les fenêtres de Loutra Trifos et de Drimos (Fig. 53, p. 274).

Le *Drichos* et le *Nisas* suivent, dans le *Haut Xéroméros*, des vallées étroites qui s'élevaient vers le haut. Dans ces dépressions d'iaclinales qu'on peut comparer à des cluses, l'exhumation de l'autochtone montre que la mise en place du Trias broyé est postérieure à la phase principale du plissement. Elle est aussi antérieure aux formations pliocènes susjacentes. On peut donc faire dépendre le déversement de la tectonique pontienne.

Sur le dos des brèches, la formation pliocène de *Drimos* contraste avec les faciès grossiers des cônes alluviaux. Elle permet d'affirmer que les

cours d'eau n'existaient pas encore d'autant plus que le Pliocène ne se situe jamais dans ou à la sortie d'une vallée. On peut affirmer que la mise en altitude du *Xéroméros* a été acquise au Quaternaire.

Les dépressions profondes de trois cents mètres sont encadrées par de longs bourrelets de gypse mis en place par un diapirisme de faille. On peut estimer, dans ces conditions, que le *Soros*, le *Korifi* et le *Tsikéli* sont les sommets de la bande de broyage disloquée par une tectonique de gravité et que les fenêtres correspondent à des césures d'origine tectonique. Ainsi l'érosion fluviale est certes responsable de l'exhumation de l'autochtone, mais son action se réduit en fait à l'entaille qui incise le substratum chevauché.

En outre, le piémont de *Loutraki* montre que les plus récents cônes, au lieu de s'emboîter, se superposent. Ils présentent la stratigraphie suivante :

- une assise inférieure épaisse de huit mètres au minimum constituée de graviers et de galets calcaires post-triasiques, émoussés et hétérométriques (centile 20 cm).
- un horizon très argileux et très rouge, d'épaisseur constante (30 cm) et en accordance avec le cône sous-jacent.
- une assise supérieure de graviers et de galets calcaires contenant quelques lentilles d'argile verte, épaisse de 2 à 4 m et légèrement brunie en surface.
- un sol brun supérieur épais de 20 à 30 cm.

On peut voir dans cette disposition, la superposition de deux cônes deltas que sépare un sol rouge fossile.

Les courbes granulométriques révèlent un mauvais triage caractéristique d'une formation torrentielle. Le matériel fin contenu dans les cônes est comparable aussi du point de vue des argiles :

illite : 17 et 18 % ; montmorillonite : 47 et 44 % ; chlorite 11 % ; Illite-Vermiculite : 17 et 18 % ; Illite-Montmorillonite : 8 et 20 %.

La kaolinite y est remarquablement absente.

Une argile prise dans une grèze litée proche propose :

illite : 50 % ; montmorillonite : 15 % ; chlorite : traces ;

illite-montmorillonite : 10 % ; Kaolinite : 25 %.

On note dans tous les échantillons la présence de lépidocrocite, de pyrophyllite et de goethite.

Il n'y a pas de différence entre les deux formations torrentielles, hors la légère rubéfaction du cône inférieur. La fraîcheur du matériel fait qu'on peut y voir deux cônes de la dernière période froide séparés par la pédogénèse d'un interstade. Etant donné que le cône supérieur passe latéralement à des grèzes, on peut estimer qu'il leur est contemporain. Comme les grèzes caractérisent le Würm supérieur (Würm 3), le cône inférieur est plus ancien (Würm 2). Le sol rouge peut représenter l'interstade dit de Laufen (Würm 2 - Würm 3) dont on connaît la franche existence dans la cuvette de *Jannina* (H.E. Higgs, 97). Ces cônes permettent de dire qu'une importante phase d'incision se situe au cours du Pléistocène supérieur. L'étalement des cônes à la sortie des vallées tend à montrer que l'encaissement du réseau à travers le *Xéroméros* s'est effectué pour l'essentiel au cours du Würm. L'absence des galets de brèches peut s'expliquer par la fragilité de ces dernières. Mais elle peut l'être par le fait que l'incision fluviale n'a eu dès l'origine à s'attaquer qu'à l'autochtone. Le faible volume des cônes semble le confirmer ainsi que la profondeur de l'entaille qui n'est alors que de 150 m pour une incision apparente de 300 m. Les preuves de cette érosion récente s'appuient aussi sur la fraîcheur du matériel, l'absence de kaolinite, la minceur du sol fossile et son accordance avec le cône inférieur. En effet quelle que soit la formation détritique, les sols fossiles paraissent toujours y reposer par l'intermédiaire d'un cryptokarst à lapiés, preuve d'une altération très poussée. Ici le contact net est affecté d'une simple dégradation de tonalité. On peut y voir les effets d'une pédogénèse moins évoluée de type interstadiaire. Enfin la submersion d'une partie des cônes et leur superposition sont à mettre en relation avec l'existence d'un sillon marginal actuellement submergé mais que révèle la dissymétrie bathymétrique du golfe.

Les rivières sont donc récentes, leur incision est commandée par l'instabilité tectonique du golfe. Celle-ci a commandé la constitution du cours supérieur des rivières.

Les cours supérieurs du *Nisas* et du *Drichos* aboutissent au synclinal de *Voustri-Akhira* c'est à dire à une cuvette fermée. Il existe un barrage karstique, comme l'indique le poljé de *Voustri* que les rivières ont dû forcer. Un karst souterrain a pu les y aider comme tentent à le prouver les gouffres et les résurgences de *Voustri*, du *Tsikéli* et du *Christoforos*.

Il semble donc que par capture karstique et par érosion régressive, les cours inférieurs du *Nisas* et du *Drichos* aient fini par rejoindre le réseau supérieur du val de *Voustri*. La proximité du niveau de base très déprimé a facilité l'ouverture des conduits et l'organisation d'un réseau diaclinal. Celui-ci utilise à l'occasion des fractures que soulignent des injections de gypse.

c) - Le versant de *Trifos* (Fig. 52, p.272).

Le versant de *Trifos* est corrodé par un karst à dolines et atténué par des cônes lithochromes argilo-siliceux. Ces cônes sont édifiés à partir des sols du Quaternaire moyen. Or les seuls affleurements d'autochtone du *Haut Xéroméros* apparaissent aux goulets des fenêtres et ils ne sont pas altérés. Ceux qui sont à la périphérie, l'ont été profondément au point de nourrir en kaolinite la matrice des grèzes. Ainsi en tenant compte de la distribution des sols d'altération du Quaternaire moyen, on peut reconstituer la géographie des affleurements au Quaternaire moyen. L'autochtone des fenêtres n'était pas encore exhumé ; de ce fait, les cônes du *Nisas* et du *Drichos* ne peuvent contenir de kaolinite. On peut en conclure que le gauchissement responsable de l'altitude du *Xéroméros* est à placer au Quaternaire récent. On en déduit l'âge des vallées qui en dépendent en partie.

En définitive le *Haut Xéroméros* doit son altitude à des phénomènes halocinétiques. Toutefois l'ampleur de l'incision des vallées est liée à l'existence de césures tectoniques. On peut dire que les vallées sont en partie d'origine structurale. La superposition des cônes indique enfin l'instabilité permanente de ce piémont au cours du Quaternaire récent. En outre, on mesure le rôle que jouent les sillons marginaux pour expliquer l'isolement morpho-structural de la bande de broyage.

Le type *Haut Xéroméros* caractérisé par des rivières diaclinales définit la zone septentrionale du xéroméros de *Delvinakion*. Le *Drinn* utilise un sillon marginal atténué par des formations plio-pleistocènes, traverse la bande de broyage, débouche dans le synclinal de *Botzara* et se dirige vers l'*Albanie*. La traversée des évaporites se fait à partir d'une faille injectée de gypse, l'aspect original de ce cas est l'existence de tufs au goulet de sortie de la cluse et sous *Xtismata* dans le val de *Botzara*. Ce tuf cimente une ancienne terrasse du *Drinn* constituée sans doute au moment de la vidange du lac amont. Elle fixe l'apparition de la vallée au cours du Pleistocène

ancien, Comme le *Drinn* traverse par un pont naturel le tuf, un épisode karstique n'est pas à exclure au cours de l'évolution de cette vallée.

2.4. Le naufrage morphologique du Bas Xéroméros.

Le sud du Xéroméros est une région caractérisée par l'importance des formations détritiques puisque s'imbriquent des brèches cataclastiques, des sédiments du Pliocène et des alluvions fluviales et deltaïques. En outre cette région se subdivise en unités morphologiques qui trahissent la marque d'une tectonique cassante prépondérante (Fig. 54, p.280).

a) - Le relief des formations détritiques du Psili Panaya.

Ce massif conique (600 m) domine la plaine d'*Agrinion*, le Mont *arakinien* et la lagune d'*Etoliko*. Composé de conglomérats, il s'étend sur 9 km de long et 6 km de large. L'existence sur ses flancs, jusqu'à une altitude de 300 m, d'affleurements triasiques suggère la présence du soubassement mylonitisé sous les conglomérats. A ce titre, on peut rattacher le *Psili Panaya* au Xéroméros auquel il se trouve d'ailleurs lié par son évolution paléogéographique. (Cf. Carte H.T. Le couloir étolien).

Les formations détritiques sont épaisses au moins de deux cents mètres. Leur matériel classé en lits d'épaisseur très variable est très hétérométrique et toujours très émoussé. La stratification du matériel, le mauvais tri, l'usure, la provenance lointaine, la disposition en éventail font de l'accumulation un cône-delta. La superficie et la situation à la sortie de la plaine d'*Agrinion* évoquent un ancien dépôt de l'*Achéloos*. L'âge finipliocène du matériel est confirmé, dans la région de *Stamna*, en raison de sa superposition sur des dépôts argilo-calcaires caractéristiques du Pliocène inférieur (détermination Margerel). Le delta est donc contemporain de la crise de rhexistasie du début du Quaternaire.

La région a subi ultérieurement d'importantes déformations et a été érigée en horst. Les couches ont des pendages de 10° à 20° vers l'W.SW. et sont affectées de multiples flexures qui redressent certains bancs à plus de 70°. Cette première trame dénivelles les couches vers la plaine d'*Agrinion* et au Sud au-dessus de la lagune d'*Etoliko*. Elle y détermine des sillons marginaux. Une faille diapir enfin affecte le conglomérat lui-même, le soulève

jusqu'à 600 m, fait unique en Grèce occidentale. Sous l'effet d'un serrage tardif, le *Psili Panaya* se présente comme la réplique la plus accentuée des seuils qui isolent entre eux les lacs étoliens. Il domine par inversion tectonique la baie d'*Etoliko* et la plaine d'*Agrinion*, éléments de l'ancien sillon marginal pliocène du Xéroméros. Par bourrage, le mouvement de compression s'est transformé en mouvement en apparence de distension. Il semble qu'on puisse dater du Quaternaire récent cette manifestation halocinétique.

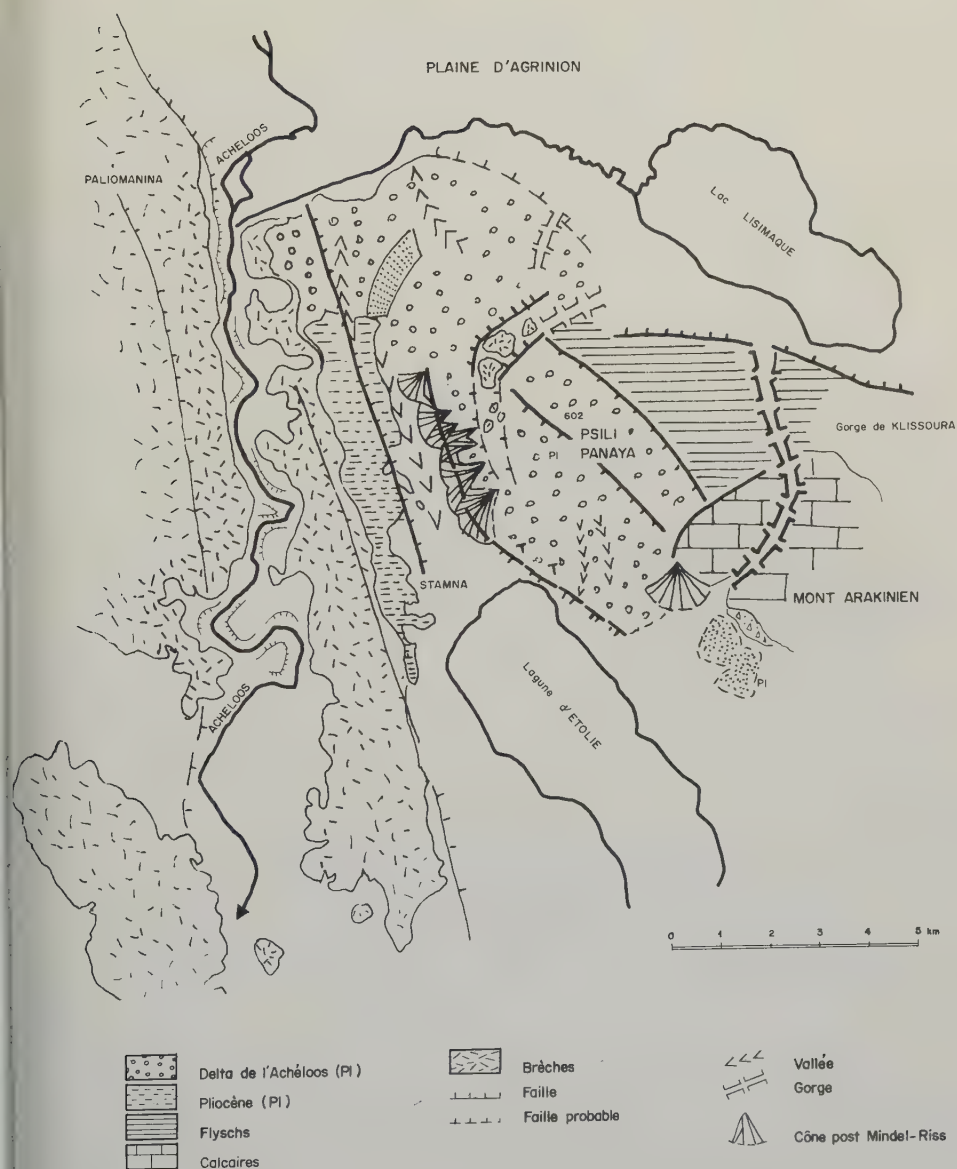
Le cône delta villafranchien a subi la pédogénèse du Quaternaire moyen comme l'indique l'altération de son matériel carié. Les sols mal stabilisés sur ces pentes très fortes ont glissé dès la disparition de la végétation. Ils se sont accumulés en de vastes cônes lithochromes dans le sillon marginal occidental qui leur est ainsi au moins contemporain. Les argiles contiennent de la kaolinite, mais sont surtout riches en illite et en montmorillonite et en interstratifiés (I-V et I-M). Elles semblent avoir subi la pédogénèse du Riss-Würm, caractérisée par un enrichissement en ions Ca, sans doute en relation avec le site topographique du sillon. La surélévation définitive peut donc être postérieure.

b) - La vallée inadaptée de l'Achéloos. (cf. Fig. 54 p. 280 et fig. 21, p.86).

L'Achéloos s'engage dans la bande de broyage selon un cours rectiligne N.S. long d'une dizaine de kilomètres. Outre les traces de méandres abandonnés, les seuls vestiges d'une évolution plus ancienne de la vallée sont de basses terrasses récentes observées à *Paliomanina* et près de *Stamna*. Cette région pose le problème de l'origine du tracé du fleuve.

L'inadaptation de l'Achéloos résulte en fait du jeu combiné de deux mécanismes : surimposition et antécédence dirigée selon l'expression de J. Demangeot (55), mécanisme qui n'est pas non plus inconnu en Grèce occidentale (B. Bousquet et J.P. Charre, 38). Il est nécessaire de concevoir en premier lieu l'existence au Pliocène supérieur d'un vaste delta qui occupait toute la région depuis la plaine d'*Agrinion* jusqu'à la lagune d'*Etoliko* et qui recouvrait partiellement les brèches sous-jacentes. Le delta pliocène a ensuite migré, comme le sillon marginal auquel il devait être adapté en se déportant vers l'Ouest. Le fleuve s'est alors surimposé en accroissant son delta. Cet allongement est lié à la phase de rhexistasie fini-pliocène et à un changement climatique qui donne au fleuve une meilleure compétence pour

La vallée surimposée de l'Achéloos



transporter la charge plus importante. Cette migration du delta vers le golfe de Patras manifeste aussi la reprise d'une certaine subsidence de la marge méridionale du *Xéroméros*. La surimposition de l'*Achéloos* est la réponse du fleuve à l'instabilité halocinétiq ue qui allait finir par surélever le delta. Ces mouvements ont entraîné simultanément l'abaissement du niveau de base lié à la formation du sillon marginal et ont causé l'encaissement du fleuve à travers les brèches. Le tracé est donc antécédent par rapport à ces déformations et dirigé par le sillon structural.

Ainsi surimposition et antécédence de l'*Achéloos* sont des réponses à l'instabilité halocinétiq ue du *Xéroméros*. Celle-ci s'accroissant vers le Sud, on assiste à un véritable naufrage morphologique de la bande de broyage. On peut le mettre en relation avec les déformations post-calabriques des îles ioniennes (J. Mercier et B. Bousquet, 123), qui ont fait rejouer les structures antérieures. (cf. piémont du Ser E as, p. 244 et ss).

c) - Le *X rom ros* méridional

Les collines ne s'élèvent plus qu'à une altitude de cent mètres dans la région de *Paliomanina* et de *Pentalofos*. Ces reliefs médiocres sont composés de brèches cataclasées, de gypse fibreux et de conglomérats pliocènes.

Ces derniers représentent l'expansion vers le Sud des dépôts delta iques fini-pliocènes. Ils révèlent le tracé de l'ancien sillon marginal entre le *X rom ros* et le *Mont arakinien*. La marque d'une tectonique cassante y est prépondérante. Elle se traduit par la déformation des accumulations delta iques où on observe des galets impressionnés ou fracturés et des miroirs dont la fraîcheur est remarquable si on tient compte de la fragilité du matériel. Ces faits relèvent d'une activité sub-actuelle et peut-être même actuelle des déformations. Mais il est difficile en raison du colmatage généralisé d'en établir le plan. On peut toutefois considérer les injections de gypse comme révélatrices des accidents.

L'isolement topographique d'un xéroméros est d'origine structurale. L'instabilité halocinétiq ue se traduit par la formation d'un bourrelet qu'accompagne des sillons marginaux. Ces derniers jouent un rôle primordial en constituant des niveaux de base locaux qu'envahissent des formations détritiques d'origine colluviale ou alluviale. Ces dernières permettent de dater

ainsi la dernière phase de déformation quand elles fossilisent le sillon. Ces derniers instables eux-mêmes peuvent migrer et de ce fait n'être jamais totalement remblayés au point de faire ainsi disparaître l'isolement morpho-structural de la bande de broyage. Ces dépressions jouent aussi leur rôle pour rendre compte du tracé des rivières diaclinales ou inadaptées. Mais leur influence s'étend aussi sur la bande de broyage. L'évolution morphologique de cette dernière est, selon l'expression, autigène en raison de l'isolement morpho-structural dont ils sont responsables. Le karst est le modelé en rapport avec ce type d'évolution.

3. Le karst, modelé exclusif d'un xénoméros.

Les bandes de broyage évoluent par corrosion karstique. Cette dernière se double d'une érosion différentielle en raison des inégalités de résistance et de solubilité des trois principaux faciès qui y affleurent.

Après avoir mis en évidence l'existence d'une activité karstique et après avoir caractérisé les faciès de ces bandes de broyage, on montrera que les formes principales sont les dolines de corrosion et d'effondrement. Ce modelé est l'aboutissement d'une dégradation karstique effectuée progressivement. Les poljés intrakarstiques permettent d'en décrire les étapes.

3.1. Particularité lithologique et mise en évidence de l'activité karstique superficielle d'un xénoméros.

L. Heuzey, lors de son passage dans le Xénoméros en septembre 1856 avait noté que "les torrents à peine formés, se creusent ça et là au milieu de la contrée des gouffres, véritables puits absorbants où ils s'engloutissent... Les eaux ainsi absorbées ne sont pas perdues pour le pays. Elles reparaissent dans les lieux bas. Aussi rencontrez-vous entre les collines sèches du Xénoméros, des étangs, des mares. Par un ménagement singulier de la nature, cette terre privée de sources est devenue le pays des eaux dormantes".

Ce modelé dépend en partie de la lithologie. Les brèches d'origine tectonique, vacuolaires, poreuses et altérées représentent le faciès le

plus courant et donnent un aspect scoriacé aux versants et aux talus. Ici et là, y sont encastrés des blocs calcaires, caverneux, dolomitiques, bleutés ou noirâtres et des fragments de calcaires sublithographiques noirs (I.G.R.S.-I.F.P., 99) appelés calcaire noir de Foustapidima par C. Renz (144). Un troisième type d'affleurement est celui du gypse gris ou noirâtre, de faciès fibreux ou saccharoïde. Ces roches correspondent à des remontées de matériel évaporitique.

La dissolution karstique superficielle s'exerce peu sur les brèches cataclasées dont le manque de résistance exclut certaines formes mineures comme les lapiés présents ailleurs et dont la porosité explique l'absence d'un réseau superficiel. Les revers des bandes de broyage se présentent plutôt comme des topographies qui évoluent par l'érosion sélective.

La pluie transforme en gypse qu'elle dissout partiellement, l'anhydrite piégée dans les cavités originelles du cap rock. La croûte bréchioïde résiduelle se compose alors de têtes poreuses qu'on ne peut appeler à strictement parler des lapiés mais plutôt des arêtes de résistance. Elles apparaissent en effet à la suite du départ des éléments les plus solubles. Les cavités originelles peuvent être exploitées par les racines. Ces vacuoles d'origine bio-pédogénique sont les seules à évoluer actuellement, par exhumation. En effet si on en croit les descriptions de L. Heuzey, il y a un siècle, le *Xéroméros* maintenant voué à la spéculation du tabac, était plus boisé qu'aujourd'hui. L'altitude enfin peut nuancer ce modèle. Sur les sommets du *Korifi*, du *Soros*, et du *Tsekili*, les brèches sont attaquées par le gel et la neige. Une régularisation par cryoclastie gagne le long des pentes recouvertes d'un lit pierreux mobile.

En fait, les lapiés vrais ou de ruissellement se développent sur les affleurements de gypse saccharoïde ou fibreux. Ils s'ordonnent en sillons divergents sur des dalles verticales ou sur des tourelles hautes de un à deux mètres que des rigoles isolent au sommet des dômes diapiriques. Si la pente devient plus forte, comme pour les failles diapirs, le ruissellement concentré l'emporte sur le ruissellement diffus et les "barrancos" remplacent les lapiés. Les lapiés mettent donc en évidence la corrosion des affleurements d'un *xéroméros*. Cette dissolution est différentielle puisqu'elle est plus accusée dans les gypses que sur les brèches les plus cohérentes. Ce principe semble jouer aussi pour le karst souterrain.

Sur les versants s'ouvrent parfois des avens. Ces gouffres affectent les brèches les plus massives et peuvent se poursuivre dans le calcaire autochtone sous-jacent. Ils montrent la continuité du karst malgré la discordance tectonique. Ces fentes de dissolution expliquent l'agrandissement de certains ouvalas accompagnés à mi-pente de dolines de tassement. La dissolution souterraine ne serait donc pas absente du *Xéroméros*. Elle se réalise par dissolution sélective à partir d'une solubilité inégale des roches. On peut aussi estimer que certains avens dérivent d'une ancienne dissolution profonde au temps du développement d'un crypto-karst bio-pédogénique.

Cette alternance de moments propices à la dissolution profonde ou à la dissolution superficielle selon la densité du couvert végétal se trouve également illustrée par les dépressions fermées.

3.2. Dolines de corrosion et dolines d'effondrement.

La topographie désordonnée des bandes de broyage doit son aspect à l'abondance des dolines qui par coalescence s'organisent en ouvalas. Elles ont une double origine, soit la corrosion, soit l'effondrement. Leur élargissement par recoupement crée des collines de position nombreuses sur le *Xéroméros*.

a) - Les dolines de corrosion.

Ces dolines sont plus fréquentes que les dolines d'effondrement. Elles dessinent des cuvettes circulaires, profondes de deux à dix mètres, larges de dix à cinquante mètres. Les versants émoussés sont taillés dans les brèches rubéfiées et partiellement masquées par des colluvions argileuses. Le fond inondable est une accumulation inégale de fragments calcaires déchaussés et de terre rouge de décalcification. Si l'emplacement ne s'explique pas à partir d'un réseau net de fractures, leur présence est cependant fonction de l'inégale broyage du matériel triasique. La concentration des eaux de ruissellement conduit à l'ouverture d'un ponor ou d'un point absorbant au plus creux de la doline. Par effondrement de son plancher miné la cuvette de corrosion crée la doline de tassement. Le mélange de blocs et d'argile fait dire que ces dolines ont eu à subir les attaques d'une cryoclastie. Elles sont donc en partie d'origine périglaciaire.

Leur évolution s'est faite par éventration. Les émissaires toujours très courts s'organisent en un réseau encaissé à ciel ouvert et peu hiérarchisé. L'ancienne disposition circulaire des versants s'efface et le remblaiement colluvial diminue par érosion. Les dépressions fermées s'organisent désormais en vallons secs par éventration ou en ouvalas par coalescence.

Cette évolution caractérise aussi le xéroméros de *Corfou*. Ici le ruissellement atteint parfois le substratum sédimentaire calcaire et il exhume des lapiés bio-pédogéniques aux faces émoussées, troués par d'anciens passages de racines et feutrés d'argile. Le profil des incisions montre à la surface du remblaiement un enrichissement en cailloux. Cet horizon colluvial ou alluvial tronque un sol d'altération. Cette coupe témoin met en évidence deux périodes climatiques.

La dissolution d'origine bio-pédogénique prédomine à la base. L'érosion différentielle et le ruissellement sont en revanche responsables des nappes caillouteuses sommitales. Pour le xéroméros de *Corfou*, si la première phase de l'évolution se caractérise par un approfondissement des dolines comme l'indique leur fond irrégulier, dans un second temps, l'élargissement de la doline par corrosion s'explique pour des raisons morpho-climatiques et stratigraphiques. Ici les brèches reposent en effet sur les séries sédimentaires pré-orogéniques qui constituent un niveau imperméable et facilitent ainsi la corrosion latérale. La phase ultime de l'évolution se traduit par l'incision du modelé karstique.

Les argiles des sols du xéroméros corfiote et acarnanien reflètent cet enchaînement des processus.

	Corfou	Acarnanie	
Kaolinite	25 %	29 %	22 %
Chlorite	12 %	11 %	04 %
Illite	12 %	23 %	28 %
Montmorillonite	18 %	21 %	08 %
Illite-Vermiculite	13 %		
Attapulgit	8 %		03 %
Pyrophyllite	6 %	16 %	35 %
Halloysite	06 %		

La présence de la kaolinite indique qu'il y a eu formation d'un sol sous un climat chaud et humide d'interglaciaire.

La montmorillonite témoigne de l'influence d'un milieu confiné et d'un mauvais drainage. On peut rapporter sans doute l'élaboration de cette argile et de l'halloysite, à la période d'arrêt de l'approfondissement des dolines au contact des marnes et à la phase de recul des versants par corrosion latérale. La pyrophyllite est livrée par le substratum meuble exhumé, lors de la phase d'incision.

L'attapulgitite confirme qu'un climat chaud et sec au cours de cette évolution peut commander en partie l'évolution du modelé karstique.

Ce cortège composite d'argiles montre que la forme s'est développée sous des ambiances climatiques différentes et à partir de volumes hydriques variables. La période d'approfondissement a pu s'opérer sous des tranches d'eau de 1 500 mm ; la phase de corrosion s'accomplir sous moins de 800 mm ; l'incision sous un régime plus contrasté qui mêle neige et débit torrentiel. Les dépressions fermées fonctionnent comme de véritables évaporomètres naturels d'abord, puis le drainage d'endurcissement est devenu exoréique au cours du Quaternaire moyen, entre le Mindel et le Riss sans doute.

b) - Les dolines d'effondrement.

Elles se distinguent des précédentes par une plus grande profondeur et par la présence d'affleurements de gypse sur leurs rebords, telle la doline de *Galoula* (*Acarnanie*). Leur fond est occupé par de petites mares temporaires qui se déversent dans le gypse par un ponor. De tels exemples sont fréquents autour de *Paliambela*, de *Fitië*, de *Trifos*, de *Thyrrion*, de *Rouga* et de *Stamna* et sur les xéromères de *Corfou* et de *Filiatès*.

L'encaissement de ces dépressions est de plusieurs dizaines de mètres ; le contour circulaire et le diamètre varient de vingt à cent cinquante mètres. L. Heuzey les décrit ainsi :

"L'oeil s'effraye à sonder ces abîmes ; on voit en se penchant sur le bord, la végétation vigoureuse des arbres qui poussent contre les parois humides, loin du soleil et comme dans les entrailles de la terre".

Ces formes sont liées à la présence du gypse et leur formation obéit au schéma classique qui fait intervenir les influences conjuguées de la dissolution et de la pesanteur (P. Birot et al., 27). (et J. Renault, 141, 142, 143).

Par recoupement ces dolines sont à l'origine d'ouvalas. Leur profondeur importante est à l'origine du critère qui les distingue des ouvalas nés de la coalescence des dolines de corrosion, au tracé plus festonné en outre. L'association des dolines de dissolution et d'effondrement engendre l'ouvala à plancher étagé comme autour de *Thyrion* ou de *Papadatos*.

c) - Les collines de position.

Le recoupement des cloisons calcaires des dépressions fermées entraîne la création de collines de position. Leurs formes sont lourdes et peu élevées. Les unes sont isolées ; les autres s'organisent en crêtes résiduelles. L'évolution de leurs versants se fait par ablation des argiles et par déchaussement des têtes des pseudo-lapiés. Le couvert végétal discontinu favorise l'écoulement concentré et l'élaboration d'un colluvionnement argileux dans les dépressions. L'altération généralisée des brèches et la topographie désordonnée du plateau font dire que l'érosion superficielle dégage des formes nées d'un karst élaboré sous une couverture végétale plus dense que l'actuelle. On assiste donc à une véritable transformation du modelé, en relation avec un ruissellement superficiel provoqué par le surpâturage qui remonte à l'Antiquité d'après les textes de Xénophon cités par L. Heuzey. En effet, on peut estimer que l'érosion actuelle révèle des formes d'altération que les colluvions des périodes plus froides avaient en partie masquées. L'étude des quartz détritiques permet d'affirmer l'existence d'un climat capable d'avoir entretenu un tel couvert forestier. Car, quel que soit le grain différencié par sa taille, son émoussé ou ses figures héritées, on peut observer un modelé de corrosion. Cette attaque a entamé le cristal lui-même et entraîné un dépôt de silice néo-formée sur les faces (L. Barbaroux et B. Bousquet, 40). Puisque ces marques se retrouvent sur les quartz détritiques des argiles en place et des argiles colluvionnées postérieurement, on peut dire que la corrosion s'est exercée avant, lors d'une phase chaude et humide, sous un couvert végétal dense qui stabilisait le sol. On peut estimer qu'elle est contemporaine de la période pendant laquelle s'est constituée la kaolinite. Les collines sont donc en partie des reliefs morpho-climatiques révélés.

Ainsi à la surface d'un xéroméros on peut distinguer deux familles de dépressions fermées. Les unes dans la croûte bréchoïde sont des dolines de corrosion, parfois éventrées, parfois tassées, parfois effondrées. Les au-

tres dans les brèches riches en gypse sont selon l'ampleur de l'injection soit de tassement, soit d'effondrement. L'évolution se fait désormais au jour Elle révèle une mutation des processus.

L'érosion différentielle semble l'emporter sur la stricte corrosion karstique. Cette transformation des processus en raison de l'abondance de l'argile pédologique tend à confondre les individus des familles au profit de la doline en baquet. Celle-ci apparaît comme la forme actuelle développée sous un climat méditerranéen. L'abondance des dolines de toute taille s'explique par la jeunesse de ce nouveau modelé qui se développe au détriment d'un ancien karst profond. Ce contraste dans le modelé se retrouve à *Corçou* et à *Delvinakion*, où les brèches sont enfouies sous de vastes cônes argilo-caillouteux.

En outre le déchaussement entraîne les têtes des pseudo-lapiés au pied des versants et la construction d'éboulis. Le diamètre de la doline se rétrécit et le fond de la dépression prend la forme d'un entonnoir. Ces formes évoluées constituent de pseudo-dolines en entonnoir puisque leur aspect conique ne provient pas de la dissolution elle-même. Dérivées des types précédents, les dolines ouvertes sont nombreuses. Elles résultent du raccordement des dépressions à un réseau hydrographique sub-aérien, guère fonctionnel actuellement. Leurs contours sont déformés par des fissures reliées parfois à un aven.

L'évolution se fait par recoupement des versants des collines héritées d'un crypto-karst.

On peut donc classer les dolines en types originels et en types d'évolution.

a) - les types originels

doline d'effondrement significative d'une stabilité tectonique. Le gypse se dissout plus vite qu'il ne s'élève.

doline de corrosion d'un karst couvert. Elle a une signification paléoclimatique mais aussi structurale. Elle se développe sous un sol stabilisé par le couvert végétal et par l'assoupissement de l'instabilité halocinétique.

b) - les types d'évolution

doline de dissolution à l'air libre sous climat froid et humide.

doline en baquet actuelle.

doline en entonnoir par comblement sous un régime climatique qui favorise la cryo-clastie.

doline éventrée sous un régime climatique qui favorise le ruissellement.

Des épisodes climatiques dissemblables rendent compte de la topographie des bandes de broyage. Les formes ont donc une signification morpho-climatique et une valeur chronologique ou diachronique. En même temps elles sont en relation avec les phases d'instabilité halocinétique.

Les poljés permettent de définir les étapes successives de la dégradation karstique.

3.3. Les étapes de la dégradation karstique : les poljés.

Tout xéroméros présente des dépressions qui correspondent à la définition des plaines karstiques ou poljés. (Fénelon, 77).

a) - Définition, situation et caractéristiques des poljés.

Ces bassins fermés sont évidés dans les calcaires et parfois des dolomies. Ils peuvent posséder un réseau hydrographique qui aboutit soit à un ponor, soit à un point absorbant. Leur submersion est désormais occasionnelle puisqu'ils sont tous cultivés et drainés.

Pour le Xéroméros, ils se localisent au contact de la bande de broyage et des Monts d'Acarnanie. Au Nord, s'étendent ceux de Paliambéla, de Thyrrion et de Voustri ; au centre, ceux d'Aëtos, de Katouna, d'Ayios Nikolaos et de Bodovinitsa ; au Sud, ceux de Bambini, de Krissovitsa Prodomos et de Stournari. (p. 49, p. 262).

Les tailles sont variables, toujours supérieures au kilomètre. Les formes étalées en cuvette, au Nord, s'allongent en couloir, au Sud. Les communications d'une plaine à l'autre ne s'organisent qu'au Sud par d'étroits goullets ou de véritables gorges telles celles de Klidi Longadas qui séparent le poljé d'Aëtos et le poljé de Bambini. Les planchers sont alluviaux et coluviaux et constitués d'un mélange d'argile à la base et de galets calcaires au sommet. Les poljés sont bordés de collines et séparés parfois par de longs interfluves réguliers d'autant plus remarquables que le dos du cap rock est irrégulier. Ces affleurements de calcaires cohérents sont des écaillés ou des

extrusions aux versants hauts d'une trentaine à une cinquantaine de mètres. Ces derniers ont été suffisamment abrupts pour livrer des talus d'éboulis qui furent par la suite indurés et même karstifiés. Ils servent à établir avec les cônes argilo-caillouteux que l'on relève dans certains poljés, les étapes de la karstification et les séquences climatiques dont elles dépendent.

La structure commande les emplacements et guide les formes de ces plaines karstiques classées en deux familles morpho-structurales (Cf. Carte H.T. Le Xéroméros).

- les poljés des fossés tectoniques ou d'angle de faille.
- les poljés de front de chevauchement.

Dans les faits, leur localisation dans le compartiment ouest du Xéroméros semble s'expliquer par la présence au front du chevauchement d'un sillon marginal qui remodèle parfois le synclinal d'Akhira. On peut ajouter que le front de la nappe correspond à la zone où les contraintes tectoniques subies par la roche ont été les plus puissantes et où les brèches ont par conséquent enregistré les broyages les plus prononcés, et sont ainsi les plus friables. En outre, dominée à l'Est par le Xérovouniet à l'Ouest par les Monts d'Acarannie, cette bande de broyage a constitué dès sa mise en place une région déprimée. Elle était ainsi propice à la concentration du drainage. De même la proximité des Monts d'Acarannie la met au contact d'un très vaste bassin-versant bien alimenté. La dissolution chimique a pu ainsi y progresser plus rapidement.

Au Sud du Xéroméros, les dépressions plus sinueuses et plus incisées aux liaisons assurées par des vallées encaissées, dépendent plutôt d'un fluvio-karst. Les poljés peuvent ainsi se répartir en deux familles d'origine morphogéniques:

- les plaines de corrosion.
- les vallées karstifiées.

Le karst du Xéroméros montre que ces deux types de poljés ont en fait constamment commandé l'évolution karstique du modelé. Cette situation s'explique par l'ampleur du Xéroméros et par la variété des situations morpho-structurales. Cependant on retrouve les mêmes types chez les autres xéroméros, mais en raison de leur plus faible superficie, sans la variété observée chez le Xéroméros d'Acarannie. Ainsi le Xéroméros de Corfou est semblable

Poljés de Thirion et Paliambela



à un fluvio-karst et celui de *Delvinakion* à un karst à grandes dépressions. Les autres diapirs, plus étroits et plus élevés sont à comparer aux reliefs karstifiés du *Haut Xéroméros* où les dolines sont prépondérantes. La condition majeure pour qu'il y ait un développement de plaine karstique, s'explique en fait par la présence de séries sédimentaires imperméables sous les brèches à la suite de leur étalement mécanique. Il n'y a poljé que pour les nappes d'extravasation qui reposent sur des séries sédimentaires autochtones meubles et tendres ; il y a fluvio-karst pour les nappes d'extravasation qui reposent sur les séries calcaires autochtones. La première situation caractérise le *Xéroméros* septentrional ; la seconde, le *Xéroméros* méridional. Il s'y ajoute la proximité d'un niveau de base proche et profond, c'est à dire la présence de sillons marginaux récents. Cette situation rend compte du fluvio-karst de *Corfou* proche par sa situation structurale du *Xéroméros* septentrional.

b) - Les plaines de corrosion karstique du Xéroméros

Elles se situent dans le *Vonitsaniko* et la *Mésogée*. Elles ont pour caractère morphologique commun de présenter des cuvettes fermées au creux d'une plus vaste dépression et d'étroites dolines coudées affluentes ou marginales.

Si les poljés du *Vonitsaniko* permettent de poser les principaux faits morphologiques, d'établir l'apparition possible de la corrosion karstique et d'en comprendre l'évolution par les facteurs structuraux, les poljés de la *Mésogée* en raison des formations détritiques qu'on y trouve, permettent d'établir les étapes de l'évolution et les séquences climatiques et morphologiques.

Les poljés du Vonitsaniko (Fig. 55, p. 290)

Le trait commun aux poljés du *Vonitsaniko* est que leur développement s'effectue au contact de roches à la solubilité et à la porosité différentes. Autour de *Paliambēla*, les dépressions s'évident dans le *Pantokrator* au contact des brèches ; autour de *Thyrrion*, elles se développent au contact du gypse et des brèches ; à *Voustri*, le gypse commande encore plus nettement l'évolution du poljé.

Le poljé de *Paliambēla*, regroupe des cuvettes dont le creusement a été commandé par l'instabilité du niveau de base. En effet au bord du *Golfe d'Ambracie*, les dolines ont été submergées. Ce sont des formes récentes et

profondes qui semblent désorganiser un réseau subaérien.

Le poljé de *Thyrrion* groupe trois cuvettes dont le plancher alluvial est à 180 m. Il est dominé par des promontoirs au sommet régulier à 280 et 240 m. Il est surcreusé par des dolines d'effondrement qui donnent naissance à des amphithéâtres encombrés de blocs et au fond desquels se logent les poncres. Enfin il est cloisonné par de petits dômes de gypse. Le poljé en outre sert de zone absorbante à la rivière de *Thyrrion* qui dévalant du *Bergandis* y construit un cône caillouteux.

Le poljé de *Thyrrion* montre comment des dômes compartimentent une dépression et comment le gypse règle la dissolution karstique en fixant les points d'absorption. Comme pour la région de *Paliambëla*, le surcreusement est à rapporter à la dernière régression étant donné la proximité du littoral. Le fait morphologique principal reste l'emboîtement plus ancien de deux générations de dépressions, trait caractéristique aussi des poljés de la *Mésogée*. Comme ces poljés se développent sur la nappe d'extravasation à l'emplacement de synclinaux apparus au Pliocène, leur formation ne peut être en conséquence que quaternaire. Ces formes ont pour impluvium le *Bergandis* dont l'influence a pu ainsi s'étendre sur le *Xéroméros* en raison de l'effacement du front de chevauchement. Ainsi l'évolution topographique des marges fait dire que la karstification n'a pu se développer qu'au Quaternaire et après l'isolement morpho-structural du *Xéroméros*.

Le poljé de *Voustrî*, au contact du front de chevauchement, est une cuvette longue de 2 km et large d'un, encaissée de 300 m. Il est traversé par le *Nisas*. La dépression a été engendrée à la suite d'une obturation des failles par le gypse. Il a fallu attendre des périodes de meilleure alimentation en eau pour que l'érosion différentielle ait pu rouvrir le passage vers le golfe d'Arta. Autrement dit, comme pour les dolines, la corrosion karstique latérale se développe au moment où le drainage diminue, c'est à dire sous moins de 800 mm de pluie, car le gypse alors devient une roche relativement résistante. Cette résistance s'accroît si les pluies tombent selon un rythme méditerranéen. Le poljé de *Voustrî* est un poljé dont la genèse dans ces conditions peut se situer lors d'un interglaciaire et consécutivement à une instabilité tectonique (Fig. 53, p. 274).

Les poljés de la *Mésogée* (Fig. 56, p. 294). Fig. 57 (1) p. 296).

L'un au Nord est une cuvette complexe. Très ramifié, son niveau

de base est le fossé de *Katouna*. Ses issues sont des gorges qui aboutissent au golfe d'*Arta* et au lac d'*Ambracie*. L'autre au Sud est composé de deux longues plaines, celle d'*Aëtos* et le *Bodovinitsa* qui sont tournées l'une et l'autre vers le Sud et qui convergent à l'entrée des gorges de *Klidi Langadas*. (le trou de serrure).

Le poljé de *Katouna* est une dépression fermée et ramifiée. Il est surcreusé par des cuvettes à fond plat argileux et inondable. Il sert de point absorbant à un réseau responsable de dolines-couloir marginales que l'on observe à l'Est et au Sud. Ces dernières sont feutrées de terra rossa en partie formée sur place, en partie colluvionnée. De petits cônes caillouteux fournis par des affleurements de Sénonien viennent par dessus les sédiments fins. Le cortège phylliteux des argiles rouges peut être défini ainsi :

- Kaolinite : 25 % ; Chlorite : 10 % ; Illite : 40 % ; I-M : 25 %.

Les deux argiles significatives sont la kaolinite révélatrice d'un climat chaud et humide et l'interstratifié I-M révélateur d'une période pendant laquelle le drainage est moindre et le caractère détritique plus accusé comme l'indique aussi le fort pourcentage d'illite livrée par le calcaire. Les formes des dolines et les ramifications du poljé font dire que les dépressions défigurent un ancien réseau sub-aérien. Celui-ci devait comporter des rivières aveugles vers le fossé de *Katouna*. En effet, au-dessus du graben, il y a eu destruction du rebord de la dépression par élargissement des ponors. Le gypse a localement joué le même rôle que pour le poljé de *Voustri*. La reprise d'érosion est ici postérieure à la formation des cuvettes et commande sans doute leur surcreusement comme à *Paliambela* ou à *Thyrion*.

Ces cuvettes qui semblent détruire un ancien réseau si on en croit leurs ramifications coudées, sont dominées par des interfluves laniés qui culminent à 240 m. Ces derniers se raccordent à des témoins situés sous l'isohypse des 300 mètres. Ces plateformes sont d'autant plus remarquables qu'elles se situent en contre bas de la houle des collines. La vaste dépression comprend donc :

- des cuvettes parfois à la forme de boghaz, indépendantes les unes des autres et situées à 200-180 m, points absorbants d'un réseau ramifié qui incise une cuvette plus ancienne dont il reste des témoins importants sous la forme de banquettes à 240-220 m,

- Plus haut (260-280 m) des interfluves laniérés constituent une topographie rongée par des dolines, palier intermédiaire, en contre bas du dos de la nappe.

Les plus basses dépressions se sont constituées pendant l'édification des dépôts argileux colluvionnés puisqu'ils y convergent. Les cônes caillouteux sont plus tardifs encore.

La topographie supérieure semble être un modelé karstique plus ancien caractérisé par des sols contenant de la kaolinite. Ce crypto-karst a dégradé une première cuvette. Il a été lui-même retouché par une corrosion latérale.

On constate donc le dualisme des processus karstiques. Le surcreusement a lieu lors d'une période à forte humidité ; la corrosion latérale lors d'une période moins humide alors que les brèches étaient devenues moins poreuses ; l'altération et la dégradation, lors d'une période à couvert végétal dense. D'après l'étagement des formes, on peut affirmer que la phase de dégradation sous-forestière s'intercale entre deux périodes de corrosion latérale, c'est à dire entre deux périodes où les nappes d'eau à l'air libre élaborèrent les poljés. En effet, pour des raisons locales une des banquettes intermédiaires est recouverte par une nappe d'éboulis indurés et karstifiés. Cette formation cryoclastique typique du Quaternaire moyen repose sur une banquette dominée par des hums de *Pantokrator*. Elle se présente sur une épaisseur de deux mètres, assez bien litée et homométrique. Mais les gélifracts sont émoussés. Tout semble se passer comme si le pied de l'éboulis aboutissait à un étang de poljé. L'existence d'une nappe d'eau n'est pas impossible puisque d'après Xénophon dans sa relation sur la guerre du Péloponèse, l'étang de *Bodovinitsa* faisait la réputation fertile du *Xéroméros*. Actuellement, à son emplacement, il n'existe plus qu'une mare saisonnièrement asséchée. C'est cette topographie de banquettes de corrosion que le crypto-karst ultérieur a défoncé. A la fin donc d'une période froide, sous le couvert neigeux, les brèches ont pu être ainsi lentement corrodées et leur topographie s'abaissée de haut en bas.

La plaine d'Ayios Nikolaos est un reste de cette topographie intermédiaire dégradée ensuite par l'épisode bio-altérant du Quaternaire moyen.

Le poljé de Bodovinitsa et celui d'Aëtos cernent le Mirovigli. Ce dernier est une écaille d'autochtone soulevée entre le Boumistos et la

Poljés de Katouna, Aetos et Bodovinista
Poljés intrakarstiques dans les brèches du Trias



Mésogée. Les poljés sont des plaines de corrosion installées sur des fractures et bénéficiaires du fait que les brèches ont recouvert le flysch (Fig. 56 p. 294 et Fig. 57 (2) p. 296).

Le poljé de *Bodovinitsa* se décompose en cuvettes séparées par de basses cloisons à 240 m et s'étrangle par un double boghaz creusé jusqu'à 200 m. Ces anciens ponors élargis s'intercalent entre le *Porta* et le *Kalivakia*. La destruction de cette barre de *Pantokrator* est le résultat d'une reprise d'érosion responsable des gorges de *Klidi Langadas* qui prolongent les boghaz vers le Sud.

Ainsi cette plaine continue le modèle des plaines de *Katouna*. Elle est taillée dans les brèches et dominée par des interfluves laniérés. Elle se ferme au sud sur une cloison calcaire peu perméable qui a joué le rôle de verrou karstique.

Si la formation détritique caillouteuse a permis de fixer une des phases de corrosion latérale avant la période bio-altérante du Quaternaire moyen, les cônes argilo-cailluteux que l'on trouve étalés au lieu de convergence des plaines de *Bodovinitsa* et d'*Aëtos* permettent de fixer la seconde phase après cet épisode. En effet, ces séries de rhexistasie se retrouvent aussi sur les *Xéroméros* de *Filiatès* et de *Dhelvinakion*. Ces formations sont donc révélatrices d'un épisode commun à la Grèce occidentale, mais elles dépendent d'une situation topographique précise. Le xéroméros sera d'autant plus envahi qu'il se situe près de grandes versants calcaires. Autrement dit, le front de chevauchement ne formait aucun obstacle à la progression des coulées boueuses parce qu'il était atténué par la corrosion karstique.

Les cortèges phylliteux de trois échantillons argileux permettent de décrire l'évolution. Deux se situent en *Acarnanie* ; le premier représente les argiles du cône, le second celles du poljé en contre-bas. Pour *Filiatès*, il provient de la partie amont du cône argilo-caillouteux.

	Filiatès	Acarnanie (1)	(Aëtos) (2)
Kaolinite	21 %	18 %	17 %
Chlorite	28 %	18 %	
Illite	42 %	26 %	35 %
Montmorillonite		2 %	20 %
I - V		21 %	9 %
I - M		15 %	19 %
Attapulгите	09 %		

Les altérites ne sont pas fondamentalement différentes. A la kaolinite héritée s'ajoutent des phyllites dues à une évolution ultérieure qu'on peut appeler de type méditerranéen.

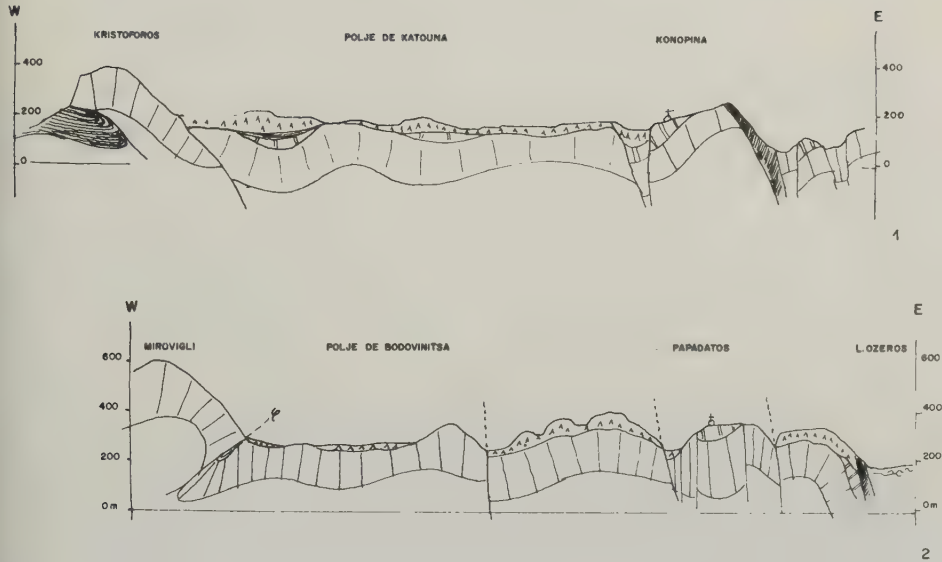
En effet à la kaolinite à laquelle peut s'adjoindre de la gibbsite correspond un climat chaud et humide, à couvert forestier assez dense. Le crypto-karst à dolines sous bouquets d'arbres a trouvé à ce moment là les meilleures conditions de développement.

L'apparition de l'illite et des interstratifiés ainsi que celle de la montmorillonite sont postérieures en partie. Elles sont liées aux nouvelles conditions de dépôt de ces argiles transportées et révèlent aussi d'autres conditions climatiques. Le milieu d'un poljé n'est sans doute pas aussi confiné que celui d'une doline, mais le drainage y est aussi aléatoire. On s'en rend compte lorsqu'on compare le cortège phylliteux de *Filiatès* et celui d'*Aëtos*. L'absence de montmorillonite semble révélatrice de ces différences de drainage. La présence de l'attapulgitte montrerait qu'il peut exister des différences importantes d'humidité au sol entre un versant et la dépression. A titre indicatif, une différence de 300 à 400 mm pourrait alors exister au même moment.

Au centre du *Xéroméros*, on a donc eu l'établissement d'une première topographie régularisée qui culmine à 240 m. Elle s'est formée à la fin d'une période froide peut être sous l'influence d'un couvert neigeux et d'étangs temporaires (1° phase lacustre). Elle a été dégradée par un karst couvert à sol épais qui a du rendre imperméable les brèches. On constate ensuite un surcreusement suivi à nouveau d'une régularisation par corrosion qui donne un plan à 220 m (2° phase lacustre). Les argiles qui s'y trouvent sont colluvionnées et riches en illite et en montmorillonite. Enfin une autre phase d'incision perche les séries de rhexistasie solifluées et précède la phase actuelle d'enfouissement. Le poljé d'*Aëtos* permet de préciser cette dernière phase.

Le poljé d'*Aëtos* est une longue cuvette surcreusée jusqu'à 200 m et il s'étale à l'intérieur de l'isohypse fermée de 240 m. Il est limité par les *Monts d'Acarnanie* et le *Mirovigli* et par des hums de *Pantokrator*. Le poljé évidé dans les calcaires liasiques étale une plaine argileuse dont les bords ravinés laissent entrevoir sous le sol rouge un plancher lapiésé par des "tas de foin" bio-pédogéniques. Ce plancher se raccorde à des versants convexes

Mésogée de l'Acarnanie (Xéroméros)



1 Coupe à travers le poljé de Katouna
2 Coupe à travers le poljé de Bodovinitsa

-  Flysch
-  Série calcaire post-liasique
-  Calcaire du Pantokrator (Lias)
-  Brèches de Trias
-  Gypse

ECHELLE M:1/20 000°
L:1/50 000°

eux-aussi lapiésés. La base de ces versants peut être assimilée à des banquettes de corrosion où s'esquissent comme des cônes rocheux d'origine nivale (P. Birot, 22). La cuvette d'*Aëtos* est le point absorbant des torrents qui incisent le *Boumistoset* aux débouchés desquels se construisent des cônes caillouteux blancs et récents. Ces cônes de déjection viennent par dessus les formations argilo-caillouteuses.

Le poljé d'*Aëtos* présente donc une succession de formations détritiques qui du centre de la dépression vers les versants bordiers s'enchaînent de la façon suivante.

- une nappe d'argile brun-rouge enrichie de blocs calcaires atténue les zones les plus creuses de la cuvette karstique.
- une nappe argilo-caillouteuse recouvre à la périphérie des argiles rutilantes qui engorgent des lapiés biopédogéniques. La première formation est liée à une solifluction postérieure aux sols rouges. Cette dernière à la surface légèrement recoupée est disséquée par les ravines actuelles.
- des cônes caillouteux envahissent la base des versants.

Les poljés de la *Mésogée* présentent un emboîtement de plaines karstiques, lié à des processus morphogéniques de climats froids.

Les gorges de Klidi Langadas (Fig. 58, p. 298).

Elles sont étroites, ouvertes à partir de fractures et bourrées d'une terre rouge sombre. Leurs versants sont nappés, sous des corniches résiduelles, par deux séries de brèches de pente. Les plus anciennes sont disloquées, indurées, altérées et logent les tabliers les plus récents. Ces derniers sont constitués de quatre nappes grossières aux esquilles anguleuses et ferruginisées. Elles sont séparées par des lits plus minces aux fragments plus petits et par des lentilles d'argile rouge libérées par le recoupement de dolines lors de la régularisation des pentes. Le tablier ancien atteste que les gorges lui sont antérieures et qu'elles ont été peu à peu comblées par lui.

Les phases climatiques responsables des éboulis ne se ressemblent pas. L'une, la plus ancienne, affecte des miroirs, c'est à dire des versants abrupts et les nappes s'y accumulent sous la forme de tabliers. L'autre la plus récente affecte un versant irrégulier et les fragments s'accumulent en cônes où l'action du vent et du ruissellement peut expliquer le litage

grossier inexistant dans les nappes indurées. Les nappes litées datent de la dernière crise froide puisqu'elles engorgent une entaille située en contre bas des cônes lithochromes, formation intercalée entre les talus anciens et les tabliers récents comme l'apprennent les grands versants.

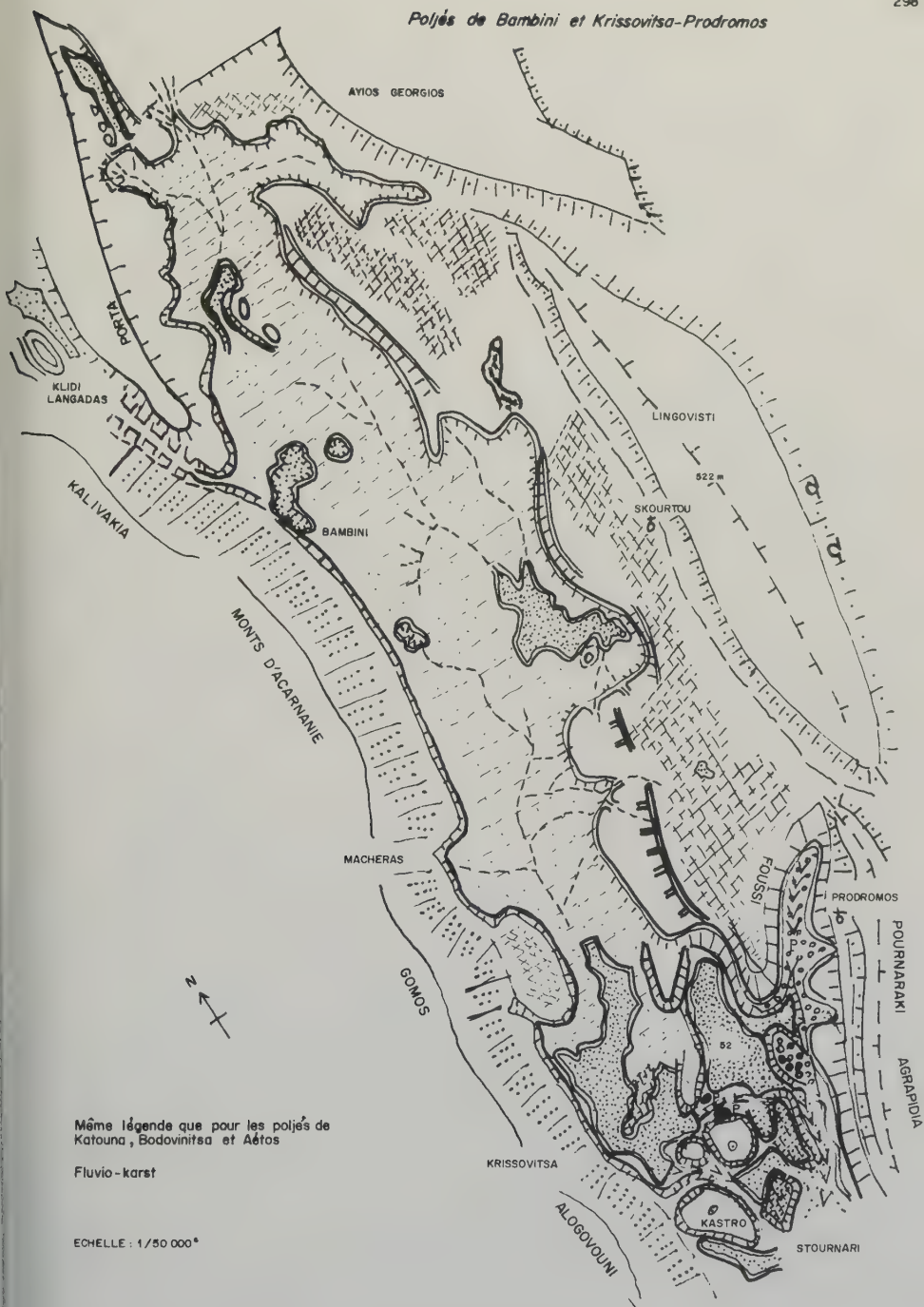
Le karst de la Mésogée a été commandé par des barrages karstiques liés aux extrusions de *Konopina* et du *Porta*. Le recoupement s'est effectué au cours du Quaternaire récent en raison de l'élargissement et de l'approfondissement des ponors. En même temps le transport des argiles vers le fond des dépressions maintint une humidité favorable à la dissolution du calcaire broyé et à l'épanouissement des plaines karstiques moyennes. L'ancienne dépression du Quaternaire ancien dont la localisation est commandée par la halotectonique post-orogénique a été dégradée par une corrosion crypto-karstique. A ce climat chaud et humide, on peut attribuer les sols rouges. Ultérieurement, la dégradation latérale s'est poursuivie avant un temps de moindre activité lié à des conditions climatiques plus sèches. En raison de l'instabilité des niveaux de base marginaux, la gorge de *Klidi Langadas*, les boghaz et les ponors se sont à nouveau élargis, ont à nouveau fonctionné et se sont surcreusés. Les eaux parce que les brèches n'étaient plus poreuses, ont pu à nouveau ruisseler et inciser un réseau sub-aérien dont le fluvio-karst méridional et les vallées fenêtres du *Haut Xéroméros* sont les témoins.

c) - Le fluvio-karst de la Mésogée méridionale

Il apparaît au Sud des gorges de *Klidi Langadas* et commande l'aspect et l'évolution des poljés de *Bambini*, de *Krissovitza* et de *Stournari*. (Fig. 58, p. 298 et Fig. 59, p. 300).

Le poljé de *Bambini* est le plus vaste de l'*Acarnanie* (8 x 3 km) et représente le type de poljé de front de chevauchement. Le volet oriental établi sous l'isohypse de 300 m s'organise sous *Machalas* et *Papadatos* en une dépression coudée et perchée à 240 m. Tout se passe comme si ce compartiment était le volet affaissé d'une plus ancienne topographie fluviale qui porte encore un témoin de Pliocène à 180 m. Ce modèle est limité par un talus d'une vingtaine de mètres de haut au-dessus de la cuvette fermée de *Bambini* (120 m). Le pliocène argilo-marneux à fins lits de graviers calcaires ou siliceux semblable à celui de *Prodromos* plus au Sud, a un pendage 5°W et se situe sous un talus qui borde un replat où se tient *Skourtos*, lui-même bâti au pied d'un

Poljes de Bambini et Krissovitsa-Prodromos



versant haut de 60 mètres. Il semble qu'on ait affaire à un escalier de failles assez récent pour que des miroirs soient encore visibles dans un matériel aussi friable. Les fractures dénivellent un ancien sillon marginal atténué de pliocène. Ce dernier jalonne donc le front de chevauchement du *Xéroméros* déformé (sillon) et brisé ultérieurement (failles). La corrosion karstique est commandée par cette disposition tectonique qui délimite chaque fois des fossés ou des dépressions, d'origine structurale, qu'un ancien réseau fluvial a modelé lors des vidanges des lacs de la première et de la deuxième phase lacustre.

La cuvette de *Bambini* à l'Ouest forme une dépression fermée où convergent les torrents qui incisent le *Lingovitsi* et le *Gomos*.

Ainsi la dépression est apparue après les événements tectoniques qui ont défigurés le sillon marginal. La dépression est donc quaternaire.

La plaine se poursuit au sud par la dépression de *Machëra*. Cette dernière conserve un volet oriental plus haut (180 m) qui en s'abaissant progressivement vers une vallée qui draine le pied du *Chrissovouni*, aboutit à la plaine fermée de *Krissovitsa*. (110 m). La preuve d'un abaissement tectonique est fournie ici encore par la présence du Pliocène et par l'alignement topographique des talus qui dénivellent la dépression. La partie centrale est un fossé et les échines qui l'encadrent ont été surélevées au cours du Quaternaire. Ainsi a pu s'organiser au centre une vallée qui remonte ses sources jusqu'au *Karamani-Porta*. Par la suite le poljé de *Bambini* s'est coupé de la plaine de *Machëra*. L'incision linéaire et le ruissellement qui ont enlevé les sols rutilants ont rendu à nouveau les brèches poreuses et ont ainsi rendu possible l'enfouissement karstique. Le fluvio-karst correspond donc à un moment bien précis de l'évolution. Il se distingue de l'ancien modelé fluvial. Sa désorganisation est récente. Son développement de courte durée date de la dernière période froide et d'avant les nappes grossières litées qui encombrèrent le défilé de *Klidi Langadas*. Ces nappes peuvent appartenir au Würm par analogie de faciès avec celles localisées sous les grands versants.

Les petits poljés de *Krissovitsa* se situent à la suite du poljé de *Bambini*. Ils sont barrés à l'aval par le substratum calcaire recoupé de gorges étroites et actuellement mortes. Cette évolution confirme la désorganisation récente du réseau hydrographique et depuis la primauté de l'infiltration. Au centre les buttes de *Kastro* sont deux blocs faillés qui culminent à

200 et 100 mètres. A l'Ouest la dépression de *Krissovitsa* sinueuse est approfondie par le ponor qui absorbait la rivière de *Bambini*. Elle est cernée d'un replat irrégulier à 100 m masqué partiellement de Pliocène. A l'Est la vallée de *Phodromos* est un fossé atténué de Pliocène. Le dépôt est le témoin d'une lagune qui était logée dans le sillon marginal, symétrique du couloir étolien et lié à la crise halo-cinétique intra-pliocène.

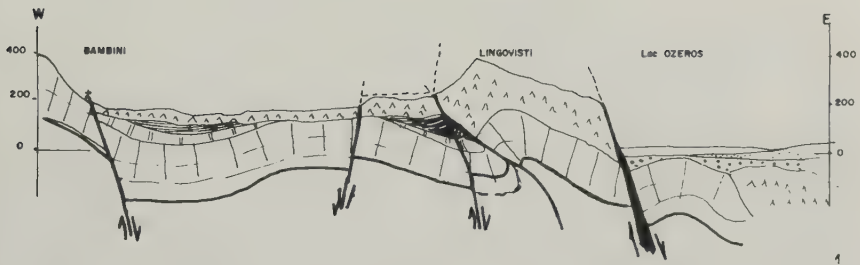
Pour comprendre la disposition du modelé, il faut admettre qu'au départ les brèches touchaient aux *Monts d'Acarnonie*. La nappe recouvrait l'autochtone révélé depuis par l'érosion ou par la tectonique. Au cours du Pleistocène, la faille d'*Agranbêla* a dressé le *Pournarakî*, l'*Agrapidia* et le *Lingovitsi* au dessus du sillon marginal. L'accident s'est subdivisé et créa le fossé de *Phodromos*, le bloc monoclinal du *Foussi*. Il se poursuit par la faille qui scinda le premier fluvio-karst de *Bambini*. La tectonique a ainsi fixé l'emplacement des futurs poljés. En raison des affleurements de Pliocène dénivelés, cet épisode est pleistocène. A l'altération pédogénique du Quaternaire moyen a suivi une dégradation fluvio-karstique. La dynamique de ce processus a détruit peu à peu les conditions qui l'entretenaient.

Le poljé de Stournari se présente comme une étroite plaine (5 x 1 km) logée dans un fossé. Une banquette de dissolution court sur le flanc occidental du poljé. Ce niveau est situé à 20 m au dessus du plancher alluvial très plat. L'émissaire de la plaine est une rivière qui se jette par un goulet rongé de grottes dans un golfe mort en bordure du delta de l'*Achéloos*. On peut voir dans cette alvéole un poljé éventré. Il se peut qu'un ennoyage provoqué par une remontée du niveau de la mer soit responsable de l'élargissement du poljé, la plaine alluviale jouant le rôle d'un barrage karstique aval.

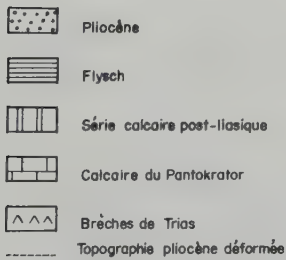
Ainsi les poljés méridionaux montrent un abaissement régulier de leurs altitudes le long du profil longitudinal de la rivière de *Bambini*. Celle-ci ne relie plus les différentes cuvettes puisqu'elle est fractionnée en segments indépendants. La pente ainsi établie a pu être commandée par une lente subsidence du golfe de *Patras* et la corrosion karstique, par le colmatage du golfe, fait qui a frappé L. Heuzey lui-même :

"Il y a là tout un pays envahi peu à peu par les alluvions de l'*Achéloos*, qui s'est avancé comblant la mer avec les terres apportées chaque année de l'Etolie et de l'Acarnanie".

Mésogée de l'Acarnanie (Xéroméros)



- 1 Coupe à travers le poisé de Bambini
2 Coupe à travers le poisé de Krissovitza - Prodomos



ECHELLE H=1/20 000⁺

L=1/50 000⁺

4. Le modelé karstique d'un xéroméros : caractéristiques, évolution et types morphologiques.

Le modelé karstique est le modelé exclusif d'un xéroméros. Les brèches sont en effet incapables en raison de leur faciès et de la façon dont elles ont été mises en place, de donner des parois et des éboulis. Les extrusions calcaires du substratum sont les seules à développer un modelé semblable à celui des parois calcaires.

Le modelé karstique est caractérisé essentiellement par la famille des dépressions fermées. Leur formation est guidée par les accidents tectoniques et surtout par la trituration tectonique qu'est le broyage et par des déformations souples. Les sillons marginaux localisent ainsi les futures plaines karstiques. Autrement dit, l'halocinèse commande la disposition des formes plus que la tectonique faillée récente. Celle-ci toutefois occasionne l'apparition du substratum dans les régions de recouvrement peu épais. Elle entraîne pour certains poljés une localisation plus classique à partir de dépressions d'angle de faille ou de fossés d'effondrement. L'évolution des poljés se définit en partie par ce compartimentage d'origine tectonique mais également par une diminution de leur superficie du fait qu'ils se morcellent en cuvettes de creusement de plus en plus petites. Tout se passe comme si l'ampleur des formes résultait d'une transformation du style tectonique. En un mot, on passe de la vaste plaine karstique d'origine halocinétique au poljé plus réduit et plus profond d'origine tectonique. Celui-ci semble apparaître au cours du Quaternaire moyen et surtout au cours du Pleistocène terminal. Tout se passe comme si au cours de cette période charnière on passait d'une tectonique de type tangentielle, sorte de paléotectonique inaugurée au Burdigalien supérieur, à une tectonique qui caractériserait un nouveau style. La transformation du cortège phylliteux des sols qui dépend des variations du climat doit résulter aussi des modifications du drainage provoquée par la nouvelle tectonique. A la limite on pourrait dire que la présence de la montmorillonite dépend du recoupement ou non des verrous karstiques qu'occasionnent les extrusions calcaires. Ces styles tectoniques se sont sans doute progressivement relayés. Aux périodes d'accidents souples correspondent les phases lacustres, aux phases de rupture, le fluvio-karst.

Enfin le substratum des brèches joue un rôle majeur au cours de l'évolution. S'il est calcaire, le karst endogé peut se développer ; s'il est meuble et imperméable, la karstification superficielle ou l'érosion linéaire deviennent prépondérantes.

Le modelé karstique de tout xéroméros de Grèce Occidentale semble résulter des étapes morphogéniques suivantes.

Ce type de modelé ne peut se développer tant que le déversement n'est pas définitivement réalisé. Ainsi la surélévation de la nappe est le résultat d'un gauchissement pleistocène puisque les formations pliocènes logées dans les sillons marginaux sont toujours tectonisées. Cette topographie a été dénivelée par des accidents dont l'apparition se situe de part et d'autre de la période de forte altération bio-pédogénique du Quaternaire moyen. Le fait est confirmé par l'apparition des dépôts détritiques des escarpements de faille : tabliers anciens et nappes litées d'origine morpho-climatiques en outre.

Les processus bio-altérants ont transformé d'une façon irréversible l'état du faciès des brèches. On peut conclure à l'affleurement de ces dernières au Pleistocène moyen. L'altération bio-pédogénique est responsable du modelé irrégulier du dos des bandes de broyage. En effet étant donné son engorgement en argiles, le matériel à l'origine poreux est devenu ainsi imperméable et il a facilité l'apparition d'un fluvio-karst, d'autant plus que les conditions climatiques s'y prêtaient. Cette évolution date du Quaternaire récent. Détruisant les conditions qui l'entretenaient, le fluvio-karst lui-même s'est condamné à la disparition en facilitant la reprise de la dissolution et de l'infiltration à la suite de l'entraînement par les eaux des argiles.

Pour deux raisons majeures, il semble possible de fixer les principales périodes de karstification pour la plus ancienne au moins au Mindel, puis au Mindel-Riss et pour la plus récente au cours du Pleistocène récent.

D'une part, les poljés les plus attaqués ont été en partie fossilisés par des nappes d'éboulis qui ont été altérées ultérieurement. D'autre part le grand nombre des dépressions de toutes tailles et de tous types traduisent l'intensité d'une dissolution caractéristique d'un système morphogénique tropical (H. Enjalbert, 69). Or il est reconnu qu'un épisode climatique

à tendance tropicale est apparu lors de l'interglaciaire Mindel Riss dans les régions septentrionales de la Méditerranée (J. Demangeot, 55). Le karst profond peut dater de cette période de même qu'une partie des dolines de dissolution. Le cortège des argiles et l'altération des tabliers de pente prouvent que cette phase a existé en Grèce et qu'elle a entraîné la défiguration d'une première topographie karstique (1° phase lacustre).

D'autre part, en entraînant les sols du Mindel-Riss, la phase de rhexistasie qui correspond au Riss, a provoqué l'obturation des conduits karstiques et des fissures et le comblement d'une partie des cuvettes. Elle favorise ainsi la dissolution superficielle (P. Birot, 27) et l'élargissement des poljés par recul des versants (2° phase lacustre).

En revanche au cours du Pleistocène final, l'évolution du modelé a été soumise à trois influences différentes :

- l'encaissement du réseau sub-aérien
- la cryoclastie sur les parois des extrusions cause l'édification de brèches de pente qui barrent les gorges de raccordement.
- la dissolution superficielle.

Cette période est caractérisée par un approfondissement des poljés. Elle a désorganisé le fluvio-karst, par l'élargissement des dolines pré-existantes au point de faire apparaître des ouvalas, et par la création de nouvelles dolines de dissolution et d'effondrement.

L'instabilité des régions marginales qui est d'origine eustatique, a accentué l'enfouissement et l'infiltration. Le Pleistocène final est une période d'exagération de la profondeur des formes karstiques situées au pourtour des xéroméros.

L'organisation régionale est guidée par l'existence d'un niveau imperméable sous les brèches et par leur inégale épaisseur. On peut distinguer quatre types qui recoupent les types régionaux morpho-structuraux.

- le type Vonitsaniko

L'épaisseur des brèches y est moyenne. Les réajustements tectoniques nombreux entraînent l'apparition de dômes diapiriques. Les régions marginales sont très nettement en contre bas. L'approfondissement et le recouplement des dolines sont fréquents. Les dolines d'effondrement semblent prédominer. On y observe de ce fait l'organisation d'un réseau aveugle. Ce type ca-

ractérise le relief de *Filiatès* et celui de *Corfou*.

- le type Haut Xéroméros

L'épaisseur des brèches y est la plus élevée. Mais les fortes pentes gênent le développement d'un karst. Le réseau subaérien est diacinal et développé en raison de la présence de flysch sous les brèches. Les formes de dissolution superficielles y sont les plus fréquentes et de taille réduite. C'est le type du xéroméros de *Parga*, de *Thémélon*, de *Chlomos* ou de *Delvinakion*.

- le type Mésogée d'Acarnanie

L'épaisseur des brèches y est faible et leur substratum varié. Les bandes de broyage sont intégralement défoncées par les dolines de dissolution, de tassement ou d'effondrement. A la fois larges et profondes, elles sont souvent coalescentes. Le type en est le xéroméros de *Corfou* et celui de *Delvinakion*.

-- le type Bas Xéroméros

Ennoyés sous des alluvions, quelques pointements de la nappe dominant le plat pays des deltas. Le type en est le xéroméros de *Néa Filippia*, celui de *Témélon* ou de *Filiatès* en bordure du littoral et celui de *Céphalonie*.

En conclusion, le karst le plus typique est localisé à l'intérieur de la bande de broyage. L'isolement morpho-structural acquis progressivement au cours du Néogène et le compartimentage tectonique acquis au cours du Quaternaire rendent compte de cette subdivision morphologique.

Conclusion

Tout Xéroméros est une bande de broyage dont la forme paroxysmique est la nappe d'extravasation.

Leur constitution s'est effectuée en plusieurs étapes. Elle confirme l'existence d'une crise orogénique à la fin du Miocène, et la permanence d'une mobilité tectonique au cours du Plio-Quaternaire.

Les xéroméros en Grèce occidentale jalonnent des accidents d'une dimension régionale. Les orientations obliques à celles du plissement de la phase majeure burdigalienne sont à mettre en rapport avec l'orogénèse pontienne.

Le modèle de ces formations vagabondes associe en raison de leur imperméabilité sous-jacente, un fluvio-karst plio-quaternaire et un

karst bio-pédogénique du Quaternaire moyen. L'imperméabilité acquise en partie par évolution pédologique a entraîné la formation des plaines karstiques, d'origine lacustre. La première phase est fini Mindel, la deuxième date du début du Riss.

Les sillons marginaux sont les traits structuraux essentiels. Ils rendent compte de la localisation des poljés et des rivières inadaptées. Leur présence est en effet liée à l'halocinèse néogène puisqu'on peut mettre en évidence leur évolution et leur formation grâce aux affleurements pliocènes qui les atténuent. Ces dépressions marginales conduisent à l'isolement morpho-structural des brèches du Trias et à leur évolution autigène.

Il se crée ainsi un modelé karstique typique qui s'oppose au modelé de type caussenard des xérovounis.

CHAPITRE 16

UN TYPE DE CAUSSES EN GRECE OCCIDENTALE : LES XÉROVOUNIS

Le Xérovouni, la montagne sèche, borne à l'Est l'Acarnanie et l'Épire sur deux cents kilomètres.

1. Le cadre morpho-structural et le modèle du karst.

Hors des différences d'altitude qui font passer le sommet montagnard couvert de neige en hiver au versant lacéré de lapias complantés d'oliviers, le Xérovouni est défini par des facteurs structuraux qui commandent l'aspect du karst.

- le premier facteur dépend du faciès du calcaire. Sommets, versants, gradins, sont enveloppés par les calcaires en plaquettes post-liasiques. Ce lithofaciès donne une unité telle que le Xérovouni peut passer pour le type de relief façonné dans les calcaires lités. Aussi son nom peut-il, en Grèce occidentale, comme pour le Xéroméros, caractériser des modèles comparables par ailleurs ; moins vastes toutefois, car ils se cantonnent aux flancs conformes des plis : flancs du Bergandis, du Souli-Khionistra, du Pantokrator de Corfou ou des massifs d'Ithaque et de Leucade.

- le deuxième appartient à l'agencement structural. En effet, surtout en Épire, l'axe du Xérovouni présente des ensellements et des changements de direction qui permettent de distinguer :

l'anticlinal de la Nēmertska : après un ensellement à Kalpakí, l'axe s'élève en même temps que le déversement vers l'Est s'accroît.

L'anticlinal du *Mitsikéli*: provoqué par une brutale remontée de l'axe de la structure ouverte localement jusqu'au *Pantokrator*. Cette surrection s'accompagne d'un déversement vers le N.E. sur le flysch de la *Zagonia*.

L'anticlinal du *Driscos*: anticlinal marqué dans le flysch par l'ennoyage des calcaires éocènes. La direction est dinarique.

L'anticlinal de l'*Arakthos*: pli simple légèrement coffré de direction N.S.

L'anticlinal du *Xérovouni*: de direction N.NW. à N.NE avec une tendance au déversement vers le N.E., en même temps qu'un changement de direction vers le S.W. s'accroît dans sa partie méridionale.

Les revers du *Mutsoraki* et du *Mont arakinien*, à flanc conforme tourné vers l'Est, à paroi fracturée vers l'Ouest.

En fait le *Xérovouni* se présente comme un vaste anticlinorium où s'oppose aux rides anticlinales orientales une lourde topographie de gradins peu contrastés à l'Ouest. Les conditions structurales déterminent des pendages aux valeurs différentes qui ne sont pas sans influencer la disposition des formes superficielles du karst et leur évolution.

- le troisième trait tient aux limites nettes d'origine morpho-structurale qui isolent partiellement des piémonts la montagne calcaire. A l'Est, les crêtes de flysch la séparent de la nappe du *Pinde*. A l'Ouest, elle domine par des escarpements tectoniques des dépressions d'origine halocinétique qui, de *Lépante* à *Konitsa*, servent de voies de passage.

Que l'on soit sur les longs revers du *Tymphé*, sur la voûte de l'*Arakthos*, sur les sommets émaillés de *Serviana*, sur les pentes faibles du gradin ensellé de *Térovó* que traverse l'ancienne piste turque jalonnée de caravansérails, sur les croupes basses du *Xérovouni* que gardent les pans ruinés de l'ancienne *Anmotopos* hellénistique ou sur les rampes du *Mutsoraki* ou sur les hauteurs du *Mont arakinien*, on marche difficilement sur des pentes rainurées où saigne une terre sombre. On s'élève par des sentiers de mule étroits le long de parois de gorges profondes et austères et nappées d'éboulis gris. Jamais de grandes dépressions où s'abritent les kalyves des bergers ou les champs de tabac blanchis de cailloux; rarement un point d'eau où sautillent les corneilles mantelées déjà peintes sur les vases attiques à figures noires et que les rapaces gyroplanes surveillent inlassablement. Une solitude grise sous une lumière excessive, tout autre que la houle marchique des xéro-

méros assombrie par la brosse des chênes-kermès.

Ainsi les facteurs structuraux nuancent les grandes masses topographiques au point de les fragmenter en petites unités mais ces dernières par le développement d'un karst de type caussenard retrouvent une unité fondamentale. En effet, le *Xérovouni* présente, comme un causse, selon la définition donnée par le Dictionnaire de la Géographie:

"des traces multiples de karstification dont la manifestation la plus générale est la rareté de l'écoulement superficiel. Les versants convexes aboutissent à des vallées sèches. Les aplanissements d'interfluves sont parsemés de dolines de taille variée, souvent groupées en ouvalas. Des aplanissements karstiques s'inscrivent sous forme de plaines au-dessous de la surface du plateau. Les éléments allogènes du réseau hydrographique traversent le causse en canyon, s'ils sont importants, ou s'y perdent rapidement au sortir des terrains imperméables voisins".

En outre l'originalité du causse épirote ou acarnanien peut être définie par les caractéristiques suivantes :

- karst découvert

Le dessèchement du climat et la surcharge pastorale sont à l'origine de la disparition presque complète des sols et de la végétation.

Le *Xérovouni* est en effet par la prépondérance de ces pentes faibles la voie de passage la plus pratique. Il domine le *Valtosde* flysch raviné et embroussaillé et les dépressions noyées sous les lacs ou drainées par de puissantes rivières, l'*Aoos*, le *Louros* ou l'*Achéloos*. La route turque le traversait et servait de drailles pour les troupeaux des Valaques venant en hiver pâturer dans la plaine d'*Arta* ou d'*Agrinion* (L. Heuzey, 96).

Sous le vent des hautes crêtes de l'*Acarnanie* et de l'*Épire* occidentales, le *Xérovouni* est une région plus sèche. L'humidité des plaines transverses ne l'affecte pas puisqu'il y disparaît. Les conditions climatiques ne sont donc pas très propices à la dissolution pour des raisons de météorologie générale et régionale.

- karst homogène

Les facteurs structuraux commandent l'évolution karstique. La déformation des calcaires est harmonieuse. On constate cependant des décollements de bancs qui peuvent servir de galeries pour la circulation de l'eau. La pâte fi-

ne ou le ciment à pâte fine des calcaires plus brêchiques sont défavorables à l'infiltration de l'eau. Les diaclases, le litage, les fractures sont autant de fissures qui permettent le drainage et la dissolution. De même, la porosité de ces calcaires est faible, mais elle existe comme l'indiquent les arborescences de pyrollusite. La mouillabilité des faces est aussi freinée par un enduit enrichi d'hématite, très fréquent sur les parois, et par la surcharge pelliculaire d'un calcin étendu sur les faces.

Ce sont ces différentes conditions qui rendent le karst d'un xérovouni si semblable d'une unité structurale à l'autre.

- karst incomplet et superficiel.

Il s'agit, en effet, d'un modelé karstique composé de lapias et de dolines de dissolution, d'un karst où prédominent les formes mineures ou moyennes et où les gouffres sont rares. Le karst superficiel y est donc le modelé le plus banal.

L'examen de coupes ouvertes dans les calcaires éocènes et sénoniens qui composent le substratum du *Xérovouni* permet d'observer des cavités fermées souterraines et des fissures enduites de calcite recristallisée. Parfois, un suintement y persiste pendant l'été sous la forme d'un goutte à goutte et de petites stalactites pendent du plafond de la fissure, comme le montrent les parois de fractures dans les gorges de *Klissoura*. Mais l'absence d'avens, de dolines d'effondrement ou de tassement et d'exurgences tend à montrer que le développement des phénomènes karstiques en profondeur est limité. Le "karst profond" (P. Verdeil, 1969) est probablement inorganisé.

En s'inspirant du schéma proposé par W. Weydert (1972), on remarque que la karstification des calcaires se limite à une "zone de surface" (lapiés) et à une "zone de sub-surface" (fonds des lapiés et des dolines). On peut y ajouter les figures de la zone que nous appelons endogée. En conséquence, le *Xérovouni* se caractérise surtout par un karst superficiel étagé, zone de surface, zone de sub-surface et zone endogée.

Ainsi après avoir défini les conditions morpho-structurales du karst, les formes caractéristiques du modelé, les lapias et les dolines, les gorges et les vallons, sont non seulement décrites et situées par rapport à ces conditions, mais en raison des changements morpho-tectoniques on peut établir leur ordre d'apparition en relation avec les conditions morpho-climatiques.

2. Les lapiés.

Le *Xérovouni* se caractérise par de nombreux types de lapiés qui accidentent les surfaces tabulaires ou gauches. Ces différentes familles ont une signification morpho-climatique et morpho-tectonique.

Les différentes familles de lapiés

En fonction des catégories proposées par P. Birot (27) et par J. Nicod (132), il est possible de répartir les lapiés des calcaires en plaquettes en trois groupes. Cette classification est fondée sur la dépendance ou l'indépendance des formes vis à vis des influences structurales et sur l'action d'une dissolution à l'air libre ou sous un sol. L'interférence de ces deux conditions conduit à distinguer quatre familles de lapiés.

- les figures développées à l'air libre et indépendantes des facteurs structuraux : les lapiés vrais.
- les crypto-formes affranchies des conditions structurales : les lapiés bio-pédogéniques.
- les crypto-formes dont l'évolution est commandée partiellement par les conditions structurales : les lapiés endogés.
- les formes développées à l'air libre et tributaires des conditions structurales : les lapiés structuraux.

On peut étudier ces différents lapiés en tenant compte de leur abondance et les classer en deux groupes : les lapiés d'origine morpho-climatique et les lapiés d'origine morpho-structurale.

Les lapiés d'origine morpho-climatique

Ils regroupent trois des quatre familles : les lapiés vrais, les lapiés bio-pédogéniques et les lapiés endogés. Leur développement dépend de la solubilité des calcaires et de l'évolution bio-rhexistasique des versants.

. Les lapiés vrais

Les lapiés vrais résultent de la dissolution superficielle des dalles calcaires par les eaux météoriques. Ils constituent des figures de faible dimension, établies comme en surcharge sur des tables dont ils incisent les surfaces, les rebords et les parois. Ils composent des réseaux de cannelures profondes de 1 à 2 cm et larges de 2 à 3 cm. Ces lapiés se rencontrent sur

les gradins épirotes et acarnaniens. Certaines des faces peuvent porter un guillochage lié sans doute à une dissolution sous-nivale. Ces formes se rencontrent en effet à partir de 700-800 mètres et se multiplient toujours dans les zones où la neige peut s'accumuler et stationner malgré les redoux. Les lapiés de ruissellement et le guillochage mettent en évidence le rôle d'une dissolution à l'air libre sub-actuelle et actuelle. Ces figures ont donc une signification morpho-climatique et définissent les climats méditerranéens à neige hivernal et à cryoclastie peu active. De ce fait leur présence ne peut pas être ancienne sur les versants régularisés. Les lapiés vrais sont des formes karstiques récentes quand ils se situent à l'étage actuel de la neige.

Si on retient pour ce karst nu, la valeur théorique moyenne zonale de la tranche de calcaire enlevée par dissolution en millimètre par millénaire citée par J. Nicod (130) pour les calanques, milieu comparable à celui de ces gradins de faible altitude moyenne, on obtient une ablation de 10 cm depuis la fin du Würm. Or, les rigoles sont profondes de 1 à 2 cm seulement, c'est à dire que l'on aurait en fait une valeur de 1 à 2 mm par millénaire. Cette différence peut toutefois s'expliquer en estimant que la dénudation des calcaires est en fait récente, puisque le post-glaciaire est une époque de reconquête végétale comme le prouve le diagramme pollinique de la région de Jannina. Dans ce cas, l'ablation karstique remonte à 2 000 ans seulement. Ces formes peuvent donc être holocènes.

Les lapiés bio-pédogéniques

La formation des lapiés bio-pédogéniques s'apparente à celle d'un crypto-karst. Elle résulte des interventions conjuguées de la dissolution karstique sous un sol et de la dissolution bio-chimique liée à la libération d'acides humiques (J. Birot, 13). Elle engendre ainsi la perforation des dalles calcaires par des conduits qui sont souvent encombrés de terre rouge de décalcification et d'esquilles calcaires. Leur diamètre atteint une quinzaine de centimètres. Certaines de ces cavités peuvent prendre l'allure de petites cuvettes et même atteindre la taille d'une baignoire (1,70 x 1 x 2,40 m). Les lapiés bio-pédogéniques s'observent sur les pentes les moins déclives et sur les gradins occidentaux du Xérovouni. Ils s'élèvent au maximum jusqu'à 1 200 à 1 400 m.

L'existence de ces lapiés est l'indice d'une pédogénèse probable-

ment liée à une période suffisamment longue de biostasie et développée sous un climat chaud et humide. Leur exhumation révèle l'influence d'une phase de rhexistasie ultérieure immédiate ou plus lointaine. Celle-ci correspond à l'intervention d'un climat froid qui entraîne la disparition du couvert végétal forestier et des sols ou à une phase de rhexistasie épidermique d'origine anthropique. Les lapiés bio-pédogéniques exhumés se rapportent donc à un paléokarst. Il est un moyen alors de savoir si cette période de rhexistasie est lointaine ou récente en regardant les figures de surcharge développées sur les faces des lapiés exhumés.

Plus l'exhumation est récente, plus le calcaire est poli et doux au toucher, en même temps la teinte des faces est claire et rosée. Plus l'exhumation est ancienne, plus les parois sont grises, rugueuses et guillochées ou lapiésées. En altitude le calcaire finement lité se débite, par le gel, en plaquettes de quelques millimètres d'épaisseur. L'épaisseur sur laquelle s'établit cette fissuration horizontale varie de 20 à 50 cm. Les esquilles s'organisent en champs de pierres disposées à plat à la suite d'un tassement sous la neige, ou bien glissent vers les rainures qui séparent les tables de lapiés. Cette évolution actuelle affecte par exemple les plates formes (1 000 m) qui dominent les gorges du *Lourosen* aval de *Dodone*. Enfin dans les rainures atténuées encore d'argiles, le calcin des parois s'intercale entre la *terra rossa* et la face encaissante (lapiés du *Mont Pantokrator*) par exemple à 800 m. Tout se passe comme si le lapié bio-pédogénique, après la disparition du sol, s'était élargi lors d'une phase climatique qui entraînait une rapide saturation de la nappe ruisselante. Cette pellicule passe dans les argiles à des nodules prises dans la matrice terreuse. L'exhumation s'est donc poursuivie ici sous un climat plus chaud et plus sec, la corrosion karstique se poursuivant en même temps. Cette évolution est postérieure à une première crise responsable de la disparition des sols. De tels exemples sont fréquents au pied du versant du *Mont arakinien* et sur le versant du *Stanos*. Des argiles résiduelles recueillies sur le revers du *Mutsoraki*, sur le versant du *Stanos* et, en Épire orientale, sur les gradins d'*Ammotopos* et de *Theriakission* au-dessus du *Louros* ont été analysées. Toutes ont donné un pourcentage de kaolinite supérieur à 20 %, celui de l'illite est du même ordre. La montmorillonite ou un interstratifié (I-M) proposent un pourcentage établi entre 10 et 30 %. Le reste est constitué d'un mé-

lange et d'un interstratifié de (C-M).et d'(I-M). L'argile prise à *Kekhrinia* (*Acarnanie*) contient en outre de l'attapulгите.

On peut dire que la kaolinite est héritée d'une phase chaude et humide. D'elle dépend aussi l'abondance de la terre rouge et la présence des lapiés bio-pédogéniques.

La montmorillonite et l'attapulгите dépendent d'un climat sec et chaud (H. Paquet, 134). Elles peuvent correspondre à la période responsable des pellicules de caïn et de l'encroûtement des argiles, c'est à dire qu'elles révèlent l'existence d'une certaine dissolution des calcaires sous un climat sec.

Au cours de leur évolution ces formes ont donc subi des climats caractérisés par plus de 1 200 mm/an de pluie ou d'autres caractérisés par des totaux de précipitations compris entre 800 mm/an et 300 mm/an (A. Ruellan, 145).

A titre indicatif, si on retient la doline de la taille d'une baïgnoire comme représentative d'une forme de corrosion d'un interglaciaire chaud et humide à couvert forestier comme celui de l'interglaciaire Mindel-Riss et dont la durée peut être estimée à 75 000 ans (D.B. Ericson et al. 71), si on retient aussi 40 mm/millénaire la tranche de calcaire dissoute sous un karst forestier semblable à celui de type méditerranéen ou tropical bien arrosé (J. Nicod, 132), on obtient pour l'interglaciaire Mindel Riss une tranche de 2,80 m, chiffre tout à fait comparable au volume dissous que représente la forme retenue.

Si pour l'interglaciaire suivant Riss- Würm (durée 20 000 ans) on retient une valeur de 10 mm/millénaire à 6 mm/millénaire en raison de la présence de l'attapulгите qui ne peut être que postérieure à la formation de la kaolinite, on obtiendrait d'après les chiffres fournis par J. Corbel (52) et J. Nicod (132) une tranche de 20 à 12 cm. Autrement dit, l'ablation ultérieure ne peut défigurer l'héritage du Mindel-Riss. Les lapiés bio-pédogéniques peuvent donc être des formes héritées du Quaternaire moyen.

Les lapiés endogés

Cette famille est représentée par un nombre restreint d'individus. Ils exploitent des fissures obliques ou droites ou bien se traduisent par des cavités aux contours irréguliers dont le volume ne dépasse pas le mètre-cube.

Ces éléments ne semblent pas descendre en-dessous de 15 mètres sous la surface du sol. Ils peuvent être engorgés d'argiles. Les parois peuvent être enrobées par une calcite dite en dents de cochon. L'encroûtement calcaire peut là aussi envahir les argiles.

L'argile a été entraînée par une lente migration et elle contient: 21 % de kaolinite ; 10 % d'illite ; 10 % de montmorillonite ; 47 % d'(I-V) et de (M-C) ; 12 % de Chlorite.

On peut considérer ces lapiés profonds comme les racines des lapiés bio-pédogéniques.

En conclusion, ces trois familles et les argiles que contiennent les rainures et les fissures, sont révélatrices d'une succession climatique.

- une période chaude et humide peut avoir entraîné la constitution des lapiés bio-pédogéniques et de l'argile kaolinite.

- une période de rhexistasie a entraîné les sols et a permis l'attaque mécanique des calcaires si on tient compte des esquilles piégées et cimentées dans les rainures.

- une période de faible dissolution a provoqué l'enrobage superficiel des formes karstiques, l'enrichissement en nodules calcaires des argiles et l'apparition de la montmorillonite et de l'attapulгите. Cette dissolution n'a pu défigurer les formes profondes des lapiés bio-pédogéniques.

- une période de dissolution superficielle est responsable des lapiés vrais et du guillochage. La rareté de ces figures provient de l'imperméabilité superficielle des calcaires.

- la période actuelle se montre défavorable au développement des lapiés vrais malgré un couvert végétal ouvert, en raison de l'imperméabilité des calcaires et du gel, processus concurrentiel actif en altitude.

L'exhumation des lapiés bio-pédogéniques se poursuit sous l'action du ruissellement et de la cryoclastie. Les cônes construits au fond des dolines le prouvent. Ce sont des accumulations argileuses chargées de blocs.

Ces lapiés d'origine morpho-climatique surchargent ou défigurent les lapiés d'origine morpho-structurale.

Les lapiés structuraux (Fig. 60, p.316)

Cinq facteurs conditionnent la formation et l'évolution des lapiés structuraux : la pente topographique, le pendage, la porosité de la ro-

che, l'épaisseur et la consistance des bancs. Mises à part les influences climatiques (précipitation, neige en altitude, exposition au vent, présence ou absence de sol ou de végétation, etc...), l'interférence des seules données topographiques, tectoniques, lithologiques et stratigraphiques détermine une infinité de combinaison. Il est donc nécessaire de limiter le nombre des variables en ne considérant que la valeur, le sens et l'angle de recoupement des pendages et des pentes topographiques. Les propriétés des autres facteurs sont supposées constantes ou n'interviennent que postérieurement lors de l'évolution post-génétique. En outre, dans des conditions normales, la formation des lapiés structuraux est précaire ou impossible si la pente topographique est supérieure à celle de Richter définie comme la pente d'équilibre de l'éboulis à sec. La régularisation du versant limite ou interdit le lapiéza-ge. Les pentes dans les exemples proposés ont donc une valeur de l'ordre de 25° au plus, pente la plus communément représentée en *Grèce Occidentale*. En outre, les variations de l'angle de recoupement des plans qui représentent la pente topographique et le pendage, déterminent les modalités d'infiltration des eaux à travers la roche et expliquent la diversité des types de lapiés. Cet angle peut ne pas avoir été le même au cours du Quaternaire en raison des mouvements tectoniques récents. Ainsi les lapiés structuraux ont une évolution d'origine morpho-tectonique.

Si on tient compte du parallélisme des plans et de la pente et du pendage, de leur sens et de leur valeur relative, on peut retenir des types particuliers de lapiés structuraux :

- Si les plans de la pente et du pendage sont parallèles (relief conforme-), il se forme des tables de lapiés (Blockkarst).
- Si les plans de la pente et du pendage ne sont pas parallèle, mais de même sens, deux situations sont à considérer. Lorsque la valeur de la pente est supérieure à celle du pendage (relief exagéré), il se forme des lapiés en escalier (Schichttreppenkarst). Lorsque la valeur de la pente est inférieure à celle du pendage (relief atténué), il se forme des lapiés en arêtes (Schichtfungenkarst).
- Si les plans de la pente et du pendage ne sont pas parallèles et de sens contraire (relief contraire), il se forme des lapiés en aiguille.

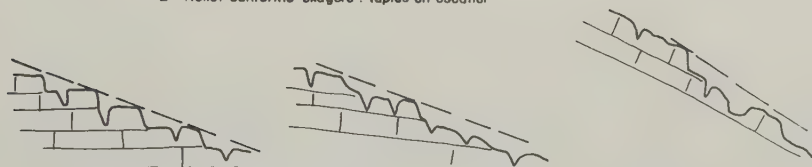
Pour chacune de ces combinaisons il est possible de déterminer un

Les types de laplés structuraux des calcaires en plaquettes

1° Relief conforme : table de laplés



2° Relief conforme exagéré : laplés en escalier



3° Relief conforme atténué : laplés en arêtes et en aiguilles



4° Relief inverse



cas optimum et deux cas limites. Ces deux cas représentent les variations qu'engendrent les mouvements tectoniques et qui provoquent de même la transformation d'une famille en une autre. Dans ce dernier cas, le volume de la brèche de pente considérée comme un dépôt corrélatif peut renseigner sur le type antérieur et indirectement sur la valeur de la pente. En effet, ce ne sont pas les mêmes fissures qui jouent le rôle prépondérant. Parfois ce sont des joints de stratification, parfois des fissures verticales ou obliques continues ou discontinues.

- en relief conforme

Quand les pendages sont nuls (surfaces structurales), la pénétration des eaux se fait perpendiculairement aux plans de stratification. La formation de lapiés à partir du réseau secondaire des fissures et des diaclases rencontre des conditions optimales. L'accentuation des pendages modifie progressivement ces conditions de sorte qu'à partir de valeurs supérieures à 30-35°, le ruissellement superficiel gêne l'infiltration profonde et la régularisation du versant inhibe la dissolution. Des variations de pendage fréquentes dans la couverture des calcaires en plaquettes expliquent l'irrégularité des versants. Ces irrégularités se distribuent selon des bandes hérissées de lapiés et on peut voir dans cette disposition une variation de pendage commandée par une flexure parfois récente.

- en relief exagéré

L'infiltration s'effectue par les plans de stratification. La corrosion des surfaces dont la présence est fonction à la fois de l'épaisseur des bancs et de l'inclinaison de la pente engendre des lapiés disposés en escaliers. Leur formation est favorisée par la faible déclivité des couches mais elle est gênée par un pendage moyen. Les tranches tournées vers l'aval du pendage se délitent en plaquettes commandées par le réseau secondaire. A la limite, leur apparition est impossible pour un pendage supérieur à 35°. Sous l'effet de la pesanteur, le glissement des dalles calcaires peut interdire la formation des lapiés. Une telle situation peut être originelle, mais aussi dériver d'une crise tectonique génératrice de blocs monoclinaux. Le revers du bloc voit son pendage s'accentuer et les lapiés par destruction fournissent le matériel des cônes torrentiels.

- en relief atténué

L'infiltration des eaux se fait dans le sens des couches. La forma-

tion de tables de lapiés est rendue possible et les joints de stratification guident le dégagement des lapiés. Ceux-ci sont en arêtes. Ils sont inexistantes si le pendage est subvertical. Ils apparaissent en revanche sur des versants à pendage vertical ou inverse. Ils sont très espacés si le pendage présente une inclinaison voisine de celle de la pente. L'apparition de tels lapiés sur les versants peut révéler une instabilité tectonique de type halocinétique par exemple.

- en relief contraire

La genèse des lapiés structuraux est difficile sur des pentes où l'angle formé par la pente et le pendage est égal ou supérieur à 90° . Leur présence est de courte durée. Il peut se former des lapiés en aiguille, si cet angle est compris entre 90° et 45° . De tels lapiés apparaissent au sommet des blocs monoclinaux et à la rupture de pente sommitale ou bien le long de rejet de faille verticale (biseautage d'origine tectonique).

Ainsi ces familles de lapiés structuraux peuvent avoir une signification morpho-tectonique et traduire des déséquilibres de pente sous l'effet de mouvements qui provoquent soit une dénivellation, soit une déformation gauche, à court ou moyen rayon de courbure. Il règle aussi le bilan hydrique du versant et donc l'aspect du lapiés.

L'évolution des lapiés structuraux

La formation des lapiés ne connaît aucune limite et elle est aussi fréquente sur les calcaires sénoniens que sur les calcaires éocènes.

Cette situation indique l'intervention d'une karstification généralisée ancienne, mais aussi récente. Les lapiés affectent toutes les surfaces des reliefs mais également leurs versants. Enveloppés par eux, ils sont nécessairement postérieurs à la constitution des pentes. Ils indiquent dans ce cas une reprise d'érosion, le plus souvent après la période de profonde altération. En outre le fait que les lapiés accidentent les versants des vallons secs jusqu'à leur base tend à montrer que leur formation est aussi postérieure à la phase ultime de l'approfondissement du réseau hydrographique que l'on a pu placer au cours de la dernière période froide (Würm). Comme cette famille de lapiés suppose une genèse à l'air libre, on peut admettre que leur formation nécessite une période de rhexistasie climatique ou bien un moment de bio-rhexistasie ou de rhexistasie épidermique (P. Birot, 22) d'origine anthropique par exemple.

Enfin l'état actuel des lapiés structuraux atteste une dégradation postérieure à leur formation. Les lapiés en arêtes de *Spartos* (Acarnanie) sont ébréchés et fissurés. Les tables de lapiés portent des encoches qui constituent des traces d'érosion par le gel. Les couloirs de séparation de certains lapiés de *Kekhrinia* contiennent une quantité variable de fragments calcaires qui résultent du débitage des bancs. Il existe aussi sur les voûtes de *Retzina* (Mont *arakinien*) de véritables pierriers qui fossilisent les versants à la suite de la destruction des têtes de lapiés. Certaines tables de lapiés ont des angles émoussés par la dissolution superficielle sous nivale ; certaines portent en surcharge des lapiés de ruissellement.

Ainsi l'évolution de ces lapiés montre que ceux-ci sont récents. Certains sont en partie hérités d'une dissolution du Quaternaire moyen puisqu'ils sont exhumés ; d'autres sont le résultat d'une dissolution ultérieure. Si on estime que ces derniers ont pu apparaître au cours du Würm (sur une période d'une durée de 20 000 ans par exemple) et que le climat montagnard d'alors pouvait enlever 50 mm/millénaire (cas du plan du Verdon vers 1 300 m. d'après J. Nicod, 1927), on aurait dans ce cas une ablation théorique qui s'élève à 1 mètre. Les dimensions de ces lapiés (20 à 50 cm de large sur 1 mètre de profondeur au maximum) et les dolines sont compatibles avec cette valeur théorique. La durée brève de cette évolution explique que les versants puissent envelopper les lapiés.

La répartition morpho-structurale des lapiés à travers le Xérovouni

Une étude récente de la fracturation naturelle des roches (M. Ruhland et al. 1947) apporte les faits suivants. Pour un pli la fracturation est intense dans le cœur de la structure. Le système diagonal y prédomine et les fissures y sont discontinues. Les diaclases transversales abondent dans le périclinal ; les longitudinales, sur les flancs redressés ; les fissures y sont continues. Sur l'enveloppé périphérique, on observe une distribution symétrique en arêtes de poisson des systèmes diagonaux droits et gauches. Le tectonogramme de fracturation commande la répartition des lapiés structuraux et il corrobore les observations faites en Grèce occidentale à propos de la répartition des figures karstiques d'origine structurale. En effet, les lapiés les plus longs se localisent sur les flancs ; les lapiés les plus courts, sur les voûtes anticlinales. La disposition la plus régulière et géométrique, sur les périclinaux.

Dans le *Xérovouni*, on peut admettre que les tables de lapiés se développent sur les voûtes coffrées ou sur les versants à très faible déclivité. Les tables de lapiés d'altitude se distinguent par la netteté de leurs rebords. Les tables de lapiés des gradins d'altitude moyenne se caractérisent par des bords émoussés. La dissolution exercée au niveau de leur rebord a fait disparaître la forme initiale et a entraîné le façonnement de blocs arrondis. Les lapiés en escaliers quadrillent les versants. Ils se développent postérieurement à la phase maximale de l'incision. Ils sont très récents. Les lapiés en arêtes strient les versants des plongements périclinaux.

Ainsi les lapiés structuraux du *Xérovouni* sont commandés par les facteurs tectostatiques et tectodynamiques selon la distinction de J. Tricart (154). Les tables de lapiés sont caractéristiques des revers, les lapiés en escaliers des versants de plis, et les lapiés en aiguilles des versants à surfaces gauches. Les gauchissements ultérieurs expliquent que les tables de lapiés deviennent des lapiés en escaliers, etc...

Les différentes familles de lapiés sur le *Xérovouni* sont donc en relation avec l'instabilité climatique et tectonique.

3. Les dépressions fermées.

Les dépressions fermées contribuent à caractériser le karst du *Xérovouni*.

Peu nombreuses, les dolines d'effondrement s'ouvrent essentiellement sous la crête même du *Xérovouni*. Elles sont reconnaissables à leur grande profondeur et à leurs rebords abrupts (100 à 150 m). Alors que les versants où elles se situent, sont atténués par des éboulis indurés, les parois des puits d'effondrement disparaissent sous les brèches de pentes récentes. Leur apparition est donc tardive et leur présence s'explique par l'existence d'un grand bassin-versant exceptionnel pour le *Xérovouni*.

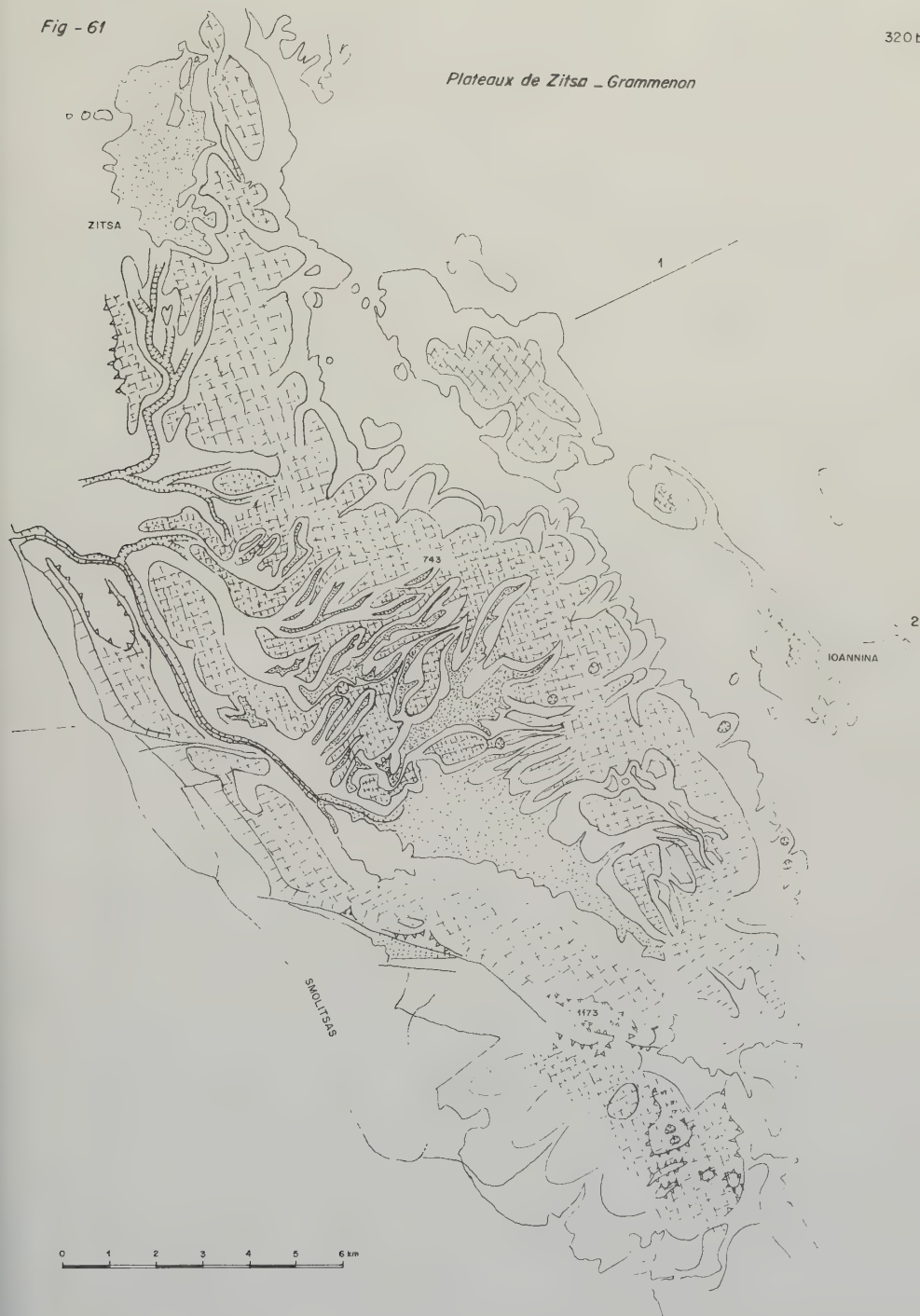
De même, l'absence de poljé s'explique aussi par l'insuffisance des bassins versants et par l'inexistence de barrages karstiques aval.

Ainsi, toutes les dépressions s'apparentent au type des dolines de dissolution ou de corrosion. Inégalement distribuées, ces dolines sont nombreuses et de grande taille. Selon la terminologie proposée par W. Weydert (172), il s'agit surtout de méso-dolines (50-60 m de diamètre), et de macro-dolines

Fig - 61

320 bis

Plateaux de Zitsa - Grammenon



(300-400 m de diamètre). Par rapport au réseau, ces dolines se répartissent en deux familles : les dolines fermées et les dolines ouvertes.

- les dolines fermées sont de forme circulaire, elliptique ou allongée. Elles sont faiblement encaissées (10-20 m) dans des versants émoussés qui enveloppent les lapiés structuraux. Elles appartiennent au type des dolines en cuvette (P. Fénelon, 77), à fond plat garni d'argile rouge qui provient de la décalcification sur place ou d'apports colluviaux. Cette situation caractérise en particulier les gradins d'*Ammotopos* et de *Grammenon*. De telles dolines se développent par l'engorgement souterrain des conduits c'est à dire après la phase de pédogenèse du Quaternaire moyen.

- les dolines ouvertes, plus nombreuses, sont généralement plus vastes (parfois de plusieurs centaines de mètres). Elles présentent un plan en étoile dont les branches se raccordent en amont à des ravins plus ou moins nombreux (généralement de 3 à 7) et en aval à un unique émissaire. Elles constituent comme des bassins de réception intermédiaires et possèdent un fond argileux incliné vers leur exutoire. Des exemples de ce type peuvent être cités sur les plates-formes de *Litsa* ou de *Grammenon*. Ils donnent au modelé un aspect de karst à méandres de grande taille. En fait, ces dolines disposées le long d'anciens thalwegs ont été éventrées lors d'une phase active et ultérieure de ruissellement. (fig. 61, p. 320).

La localisation des dolines est commandée par les facteurs structuraux semblables à ceux définis pour la Provence calcaire ou pour les Causses (J. Nicod, 126 et G. Menessier, 121).

La formation des dolines est gênée par les pentes trop fortes et nécessite en fait la présence de surfaces, au plus, faiblement déclives. Elles se développent préférentiellement dans les structures les plus tabulaires et se disposent ainsi en chapelet. En particulier les structures synclinales sont des sites privilégiés en raison d'un écrasement des lits calcaires.

La juxtaposition des faciès sénoniens et éocènes n'engendre pas de différences ni dans la morphologie, ni dans la répartition des dolines. En revanche, la présence de flysch soit dans un angle de faille comme à *Faniérovouni*, soit dans des cuvettes synclinales à *Térovov*, à *Grammenon*, à *Vatatadhès*, entraîne l'apparition des dolines. Tout se passe comme si le flysch avait colmaté les fissures du calcaire. La constitution de ce barrage karstique par col-

luvionnement a déterminé l'apparition de ces cuvettes.

Il en est de même des facteurs tectoniques. Les lignes de faille guident la corrosion karstique dans la région de *Faměrovouní*. De même les grandes dolines entre *Elinika* et *Retzina* (Mont arakinien) appartiennent à un karst influencé par la tectonique. Le champ de failles décrochantes et orthogonales détermine une zone de broyage intensif. Les deux plus vastes dolines présentent des contours géométriques calqués sur le quadrillage des failles. Le *Stanos* comporte des alignements de dolines formées à partir des lignes de faille et des zones de broyage, qui s'entrecroisent. Certaines dépressions sont installées à l'emplacement de ces carrefours d'origine tectonique.

Mais le fait le plus remarquable est l'imbrication des formes karstiques avec les formes de dissection.

Cette imbrication des dolines et des vallons pose le problème de l'apparition des dolines.

Quand les dolines défoncent les versants, elles sont postérieures à leur régularisation. Quand elles sont colmatées par les colluvions argileuses d'origine pédologique, elles sont au plus tôt contemporaines des sols. Elles datent dans ce cas du Quaternaire moyen. Ces situations caractérisent les dolines ouvertes, il s'agit de prendre en considération leur position par rapport au réseau hydrographique. Elles correspondent en effet soit à des têtes de vallons, soit à un ancien thalweg.

Devant un ensemble similaire de modelé situé sur les Monts du Vaucluse, Weydert (172) conclut au démantèlement d'une topographie karstique par le réseau. Dans le *Xěrovouní*, la disposition des dolines par rapport aux vallons résulte de deux évolutions contraires.

- un élargissement des vallées et des confluences par corrosion latérale implique une antériorité du ravinement par rapport à la karstification. Ce réseau peut être antérieur au Quaternaire et représenter une dissection pliocène.

- une capture des dolines fermées par recul des têtes de vallée implique en revanche une antériorité de la karstification. Le ruissellement dans ce cas est en relation avec la fonte de manteaux neigeux. On a affaire à un réseau quaternaire récent postérieur à la période de pédogenèse du Quaternaire moyen.

Les deux solutions peuvent être envisagées conjointement. La datation de la genèse des dolines ne peut être précisée qu'en fonction de l'évolu-

tion du réseau hydrographique.

4. La dissection du Xérovouni.

Actuellement, la plupart des vallées et des vallons ne sont parcourus par des torrents qu'à la suite des orages estivaux ou lors des fortes pluies hivernales. La dissection superficielle dense témoigne cependant d'une période de grande activité au cours du Quaternaire.

Les caractéristiques morphologiques du réseau hydrographique du Xérovouni

Le réseau hydrographique est adapté et élémentaire ou bien inadapté et élaboré. Dans le premier cas, les versants dérivés d'escarpements tectoniques sont ravinés par des ruz qui se disposent en chenaux parallèles et orthoclinaux. Ces entailles peu profondes ne sont pas parvenues à recouper les escarpements. Les flancs de pli ou les revers des blocs monoclinaux sont de même drainés par un réseau élémentaire, cataclinal et encaissé. Dans le second cas, le réseau est composé de rivières diaclinales qui comprennent en général trois secteurs. Un secteur amont dans le flysch ; un secteur médian encaissé dans le calcaire, un secteur aval en gorges.

Le double aspect du réseau montre l'opposition qui existe entre un drainage entièrement indigène et endoréique et un drainage allogène et exoréique. Cette distinction est à l'origine des disparités morphologiques qui affectent aussi bien le Xérovouni épirote que celui de l'Acarnanie. Le réseau est donc encore sensible aux conditions structurales.

Les formes de dissection simples

Les courtes vallées et les vallons caractérisent cette famille.

La lithologie n'intervient pas pour régler la répartition des vallées et des vallons. Elle influence en revanche l'aspect du thalweg souvent irrégulier en fonction de l'épaisseur des bancs et du pendage des couches.

La tectonique peut avoir des effets plus ou moins marqués. Le thalweg adapté à une fracture n'est pas orienté dans le sens de la plus grande pente et son profil transverse est dissymétrique.

Morphologiquement, les vallons du Xérovouni sont rectilignes peu hiérarchisés et pas ramifiés. Les pentes des thalwegs sont régulières et voisines de celles du versant. Sauf en aval où ils se raccordent aux axes ortho-

clinaux plus profonds, ces vallons sont très peu encaissés et ils sont encadrés par des versants convexes. Certains sont remblayés par un colmatage argilo-cailbuteux, épais de quelques mètres et réincisé par le torrent actuel. Masqué par des cônes latéraux, le colmatage esquisse ainsi une basse terrasse au-dessus du lit. La masse argileuse est enfouie sous des plaquettes calcaires de plus en plus nombreuses vers le haut. C'est dans une terrasse de ce type qu'il a été trouvé du matériel daté de - 40 000 ans (E.G. Higgs, 97).

En fait les entailles s'approfondissent selon l'instabilité du niveau de base. Peu quand elles aboutissent à des fossés endoréiques ; plus, quand elles se raccordent à un fleuve.

Ces incisions peuvent passer pour des chenaux nivaux qui ont fonctionné lors de la dernière crise froide. L'incision de ces chenaux a pu entraîner l'approfondissement des lapiés des versants. Ce fait est sans doute à l'origine d'une reprise de l'infiltration et de l'entraînement progressif des argiles résiduelles. Tout se passe comme si la hauteur des argiles résiduelles dans les lapiés réglait la dissection du versant. L'incision des chenaux a entraîné aussi l'éventration des dolines.

Parmi les chenaux on peut distinguer deux types. Les uns sont en vahis de blocs et les versants sont atténués par des éboulis de pente. Ils ne s'observent jamais en dessous de la ligne isohypse des 500 mètres. Les autres ont des versants et un thalweg à nu. Dans le premier cas l'ouverture de l'entaille est liée à la corrosion nivale et l'évolution des versants à la cryoclastie. Dans le second cas, elle est due à la seule dissection linéaire. Les deux types de thalweg se répartissent de part et d'autre d'une ligne morpho-climatique qui est celle du couvert neigeux d'alors, sans doute le Würm.

En conclusion, cette dissection élémentaire s'est surtout élaborée au cours des périodes froides et elle est relativement récente.

Les formes accentuées de dissection : les canyons

Dans certains secteurs du Xérovouni, l'approfondissement du réseau hydrographique s'est traduit par la formation de canyons. Selon leur situation, ils s'apparentent à trois types :

- le canyon orthoclinal comme les gorges de *Kekhrinia* installées à la base du versant calcaire du *Mutsorahi*.

- le canyon anaclinal comme les gorges du *Mont arakinien* dont la principale est celle de *Moussoura* et comme en *Épire* les gorges des rivières de *Pouliana* et d'*Vxourès*.

- le canyon diacinal comme les gorges de *Klissoura*.

a) - Le creusement des gorges

On peut se demander si les gorges sont dans leur totalité l'oeuvre de la seule érosion linéaire à l'air libre.

La profondeur des gorges peut en effet évoquer une formation à partir d'anciennes rivières souterraines, découvertes à la suite d'un écroulement des voûtes. La preuve décisive à l'origine karstique de tels phénomènes n'est cependant fournie selon P. Birot (13) que "lorsqu'une arche naturelle est conservée au-dessus de la rivière sub-aérienne", tout recouplement par évolution souterraine écartée en outre (J. Nicod, 127). Il n'existe pas de restes semblables dans le *Xérovouni* ; de plus comme le fait remarquer J. Demangeot, (55) : "même en admettant que les conditions climatiques permettent une forte dissolution, une rivière souterraine n'existe pas isolément, elle est liée à tout un réseau organisé". Or, on ne remarque aucun prolongement de galeries souterraines à partir des parois des gorges. Les seules cavités qui s'y trouvent sont des abris sous roche. En outre l'existence de telles formes suppose l'élaboration d'un réseau karstique souterrain dont les manifestations sont par ailleurs absentes (pas de gouffre).

Toutes les gorges du *Xérovouni* dans les calcaires en plaquettes résultent de l'approfondissement du réseau superficiel. Il faut cependant résoudre le problème de leur creusement. La tectonique a joué un rôle capital dans l'encaissement rapide du réseau en fournissant des zones de broyage plus vulnérables. Pour les gorges anacinales du *Mont arakinien* et du gradin de *Térove*, des failles expliquent les emplacements. Les gorges anacinales semblent donc avoir une origine tectonique. Elles utilisent non seulement des mylonites mais tirent profit de la tectonique de gravité qui peut affecter le rebord des unités structurales comme suspendues au-dessus du *couloir étolien*. L'exploitation de ces lignes de faiblesse se fait d'autant plus facilement que le niveau de base est profond. Mais ces facteurs n'expliquent pas l'inadaptation des cours d'eau. On peut le faire si on tient compte de l'instabilité halotectonique, si, en définitive, on fait appel à des gauchissements.

En effet, on remarque que les gorges recoupent des rebords de gradins dont la forme est proche de celle d'un bourrelet. Ces bourrelets sont délimités par des accidents tectoniques injectés de Trias. On peut donc interpréter ces bourrelets comme des formes structurales liées à un bourrage local d'évaporites. Les rivières sont antécédentes dans ces conditions et leur enfoncement résulte d'une instabilité halocinétique.

Mais cette explication ne rend pas compte du creusement. Il faut aussi considérer les conditions de l'alimentation en eau. A ce propos l'agence-ment du réseau du *Xêrovouni* a montré que le drainage peut être entièrement indigène mais alors il ne comporte pas de gorges. En revanche, quand le réseau est allogène, les rivières coulent dans des canyons. Mis à part le rôle de l'instabilité des niveaux de base, le creusement des gorges peut résulter du concours de trois facteurs tous liés au fait que la partie amont des bassins-versants se situe en roches imperméables du type flysch.

D'abord, la quantité d'eau fournie est bien supérieure à celle qui s'écoule dans les rivières indigènes. Ces eaux sont ensuite chimiquement plus agressives. Une couverture végétale peut encore exister sur le flysch alors que sur le calcaire elle a pu disparaître. Telle est la situation actuelle. Les eaux peu chargées de carbonate sont donc plus agressives. Enfin la charge en troubles est plus importante. Ce limon entraîne un colmatage des fissures du calcaire et gêne l'infiltration. Le creusement dans le canyon peut donc se prolonger plus longtemps que dans un thalweg affluent. De même le transport d'alluvions grossières et résistantes (grès) favorise l'ablation mécanique comme le montre le cours inadapté de l'*Achéloos* dans sa traversée du *Gavroxo* (R. Bousquet et J.P. Charre, 38).

Le bassin versant lithologiquement composite ainsi que les déformations d'origine halocinétique, permettent d'expliquer l'incision du canyon.

b) - Les types de canyons

Les gorges diffèrent en fonction de leur disposition par rapport à la structure et de l'ampleur du bassin-versant.

- Les canyons orthoclinaux

A *Kekhrinia*, la rivière orthoclinale draine le *Xêrovouni* septentrional et s'encaisse sur 4 km de 50 à 80 m dans les calcaires. Le fond large d'une vingtaine de mètres est encombré d'alluvions caillouteuses et de blocs

provenant de l'éboulement des versants. En raison d'un fort pendage vers l'Est (25°) son profil transverse est dissymétrique. A une paroi orientale subverticale creusée d'alvéoles karstiques s'oppose un versant occidental propice au glissement des bancs calcaires. La gorge en fait dissèque une dépression antérieure.

En effet, sur une bande large de 200-300 m située sur les revers calcaires sont disséminés des galets de grès coupés du flysch parental par le canyon. Il faut donc admettre que la rivière a édifié sa vallée en deux fois. Les gorges ont été creusées lors d'une phase récente d'incision linéaire. La dépression supérieure en revanche est un berceau dans les lapiés duquel les argiles résiduelles sont enrichies d'attapulгите. On peut voir, dans cette forme large, dans la dispersion des galets gréseux peu altérés, le lit d'un ancien oued établi lors d'une phase récente plus sèche. La vallée encaissée date donc de la dernière période froide et humide. L'encaissement de 40 m se serait donc effectué au cours du Würm. Le berceau réincisé remonte à l'interglaciaire immédiatement antérieur, c'est à dire à l'Eutyrrhénien. Il est possible qu'il défigure une plus ancienne vallée établie au contact du flysch et du calcaire.

- Les canyons anaglinaux d'Acarnanie et d'Epire

L'encaissement du réseau a entraîné le creusement de grandes gorges qui tranchent le rebord des gradins.

Les gorges de *Moussoura* en *Acarnanie* se prolongent sur 3 km selon une direction W.SW - E.NE. A leur sortie sur la lagune d'*Etoliko*, le thalweg est encaissé d'une centaine de mètres entre les parois d'éocène. L'incision se relève vers l'amont. La gorge se transforme en vallon dyssimétrique. Ce dernier aboutit à des dolines qu'il éventre, se prolonge au-delà dans le flysch y recueille un réseau ramifié et dense. (Carte H.T. couloir étolien).

Là aussi tout se passe comme si l'érosion régressive venait de désenclaver un bassin endoréique élargi par la divagation latérale d'oueds locaux.

Le profil type des parois de *Moussoura* se compose successivement :

- d'un versant oblique qui se raccorde à la surface du revers.
- d'un abrupt vertical dont l'élévation maxima est d'une cinquantaine de mètres.

- d'un versant dont la pente est voisine de celle du versant de Richter et dont la base est atténuée de tabliers d'éboulis.

Le fond de la gorge plat, colmaté, sans végétation est parcouru par les incisions en tresses d'un écoulement temporaire.

Le fait important à noter est que les éboulis latéraux gagnent vers le centre du thalweg. Tout se passe comme si après une phase d'incision importante, la rivière dotée d'un moindre débit n'avait pu évacuer la caillasse. Pourtant les versants continuaient d'évoluer. La période d'incision n'a donc pas été aussi longue que la période d'usure des versants. Les raisons peuvent en être climatique, eustatique en raison de la proximité du golfe de *Partras* et tectonique en raison de l'arrêt de la halocinèse. En outre, on remarque que ces éboulis de pente se concentrent dans la section aval des gorges, c'est à dire dans la section à plus long versant. La partie amont peut être considérée comme une vallée de raccordement récente et qui vide la dépression installée au contact des flyschs et des calcaires.

Hors de la gorge, encaissé dans un talus de Pliocène, s'étale un cône de déjection. Sur une série très caillouteuse repose un bandeau discontinu d'argiles. Ce dernier est lui-même recouvert par une nappe de gélifracsts calcaires. Les argiles de l'horizon intermédiaire mélangent :

Kaolinite : 15 % ; illite 30 % ; montmorillonite 20% ;

(I-M) 15% ; (I-V) 10 % ; Chlorite 10 %.

La Chlorite, la hornblende, le quartz proviennent du flysch et montrent que la gorge de raccordement était incisée.

La kaolinite est héritée car elle est bien cristallisée. Elle peut se rapporter au Quaternaire moyen.

La montmorillonite peut provenir de la phase chaude et sèche du Quaternaire récent. L'illite bien cristallisée aussi.

Ces cônes caillouteux représentent les déblais de la dernière phase d'alluvionnement et ils disparaissent en aval sous le colmatage de la lagune de *Missolongi*. Le cône inférieur est Würm. Les sols entraînés et déposés montrent qu'ils proviennent d'un interstade chaud et récent, peut être l'interstade du Laufen en raison de la faible quantité de kaolinite. La deuxième couverture caillouteuse représente une récurrence climatique proche de celle responsable du cône inférieur. Le dernier épisode de cette évolution est mar-

qué par la constitution des éboulis latéraux.

Par rapport aux gorges de *Kekhrinia* qui permettent d'affirmer que l'encaissement est Würm, les gorges de *Moussoura* précisent que l'érosion s'est faite au cours d'une partie du Würm.

Les canyons anaclinaux du Xérovouni épirote

Ils permettent, semble-t-il, de fixer le moment de la formation des gorges et non pas seulement des périodes de plus grand creusement.

Les gorges d'*Yxourès* vident la cuvette de *Térovó* et se raccordent au *Louros*. Ses parois sont abruptes et les éboulis fort rares dans la gorge même. A la sortie, le cours d'eau s'encaisse cette fois dans un talus de flysch recouvert d'un tablier induré représentant un ancien éboulis de pente.

Ce tablier, dépôt corrélatif de la destruction d'un escarpement de faille ne pénètre pas dans le canyon. On peut estimer que la gorge est ainsi postérieure à l'escarpement et qu'au droit de la trouée le tablier a été enlevé. A l'objection que de tels tabliers pouvaient exister à l'intérieur de la vallée et avoir été enlevés ensuite, les gorges de *Pouliana* proposent la situation suivante infirmant une telle objection.

En effet, ce canyon désenclave le gradin de *Gorgomoula*. Il se raccorde au *Louros*. Mais en amont au-dessus des canyons de la rivière principale et de ses affluents s'observent des tabliers indurés semblables à ceux situés à la sortie des gorges d'*Yxourès*. Ces nappes fossilisent le versant suspendu au-dessus des entailles fluviales et ne pénètrent pas dans les gorges. Il faut donc admettre que ce canyon ne possède pas de tabliers parce qu'il n'existait pas. Les versants des entailles ont en effet toutes les propriétés de pente nécessaires et suffisantes pour permettre leur édification, d'autant que ceux-ci se construisent au cours d'une phase de stabilité comme le montrent les éboulis latéraux des vallées actuelles.

Ces brèches indurées sont antérieures au Quaternaire moyen et fixent ainsi l'amont de la chronologie. Les gorges sont en effet Quaternaires puisque le Pliocène n'y pénètre pas et elles apparaissent au Quaternaire récent puisque les brèches Mindel ne s'y trouvent pas non plus. Toutes les gorges, profondes d'une centaine de mètres, encombrées de nappes d'éboulis récentes, recoupant les escarpements externes des unités structurales, sont donc des formes récentes.

- Les canyons diaclinaux

Les gorges de *Klissoura* d'*Acarnanie* sont les plus longues (6 km) et les plus profondes en taille du *Xérovouni* (300 m). Elles comprennent trois secteurs distincts.

- un premier secteur anacinal orienté W.SW - E.NE., long de 2 km, entièrement taillé dans les calcaires éocènes, s'ouvre sur la lagune d'*Etoliko*.
- après un coude brusque, un secteur orthoclinal s'allonge sur 2 km selon une orientation N.S.
- dans le prolongement aval du précédent, la vallée se poursuit dans le flysch et débouche sur la plaine d'*Agrinion*.

Le tracé coudé des gorges peut suggérer en premier lieu un ancien cours de l'*Achéloos*. L'encaissement du fleuve résulterait d'un épisode de creusement qui relève d'une antécédence dirigée. L'examen de la topographie du fond des gorges amène à écarter cette hypothèse. Le coude résulte du recouplement d'une vallée orthoclinale par une reculée anaclinale. Un seuil calcaire se localise au point de rencontre.

c) - Genèse des gorges

Les conditions nécessaires.

L'intervention de facteurs climatiques particuliers est nécessaire pour que sur les calcaires perméables un drainage superficiel prenne l'avantage sur la circulation karstique. Un milieu périglaciaire est propice à un tel phénomène, car la présence d'un sol gelé et l'obturation des fissures par les argiles et le limon indurés par le froid modifient les conditions d'infiltration et favorisent l'établissement d'un réseau sub-aérien. (P. Birot 13). Les irrégularités de la topographie puisqu'elles concentrent l'humidité, constituent des lieux de gélivation préférentielle et donc des sites de plus grande incision (J. Tricart et A. Cailleux, 1956). De même le transport des gélifracts facilite encore ces processus ainsi que les forts débits lors de la fonte des neiges (H. Enjalbert, 1969). En Grèce Occidentale, l'incision est donc contemporaine de périodes froides mais récentes. En effet, pour que toutes les conditions préalables soient réunies, il a fallu que la région ait été profondément karstifiée. Ainsi les argiles ont obturées les fissures et les têtes de lapiés ont servi de galets. De même, plus que le gel, la neige a dû commander l'évolution du modelé. Elle a donc été efficace après que les

soils eussent été enlevés. C'est au Würm seulement que ces conditions ont été enfin réunies, d'autant plus que l'instabilité tectonique tardive a participé à l'amélioration des processus. En effet la surrection a permis un gain en altitude qui a placé des gradins favorables à un long stationnement de la neige dans l'étage nival.

Les étapes de la dissection

La dissection du *Xérovouni* est postérieure au Quaternaire moyen, puisque les vallons dissèquent les versants régularisés au cours du Quaternaire ancien. Les talus d'éboulis indurés le prouvent. Les plus grandes gorges ne sont pas non plus anciennes, puisqu'on observe aucune ingression de Pliocène dans les vallées.

En outre, les gorges du *Xérovouni* possèdent des matériaux cryoclastiques susceptibles de fournir des précisions chronologiques se rapportant au Quaternaire récent. (J. Nicod, 133).

En effet, dans les gorges de *Klissoura*, de grands tabliers d'éboulis masquent la base des abrupts. Ces tabliers sont constitués de trois séries détritiques.

- en surface des nappes grises sont un pêle-mêle d'éléments anguleux de toute taille auxquels se mêlent des blocs d'un volume supérieur au mètre cube. Ces nappes sont parfois déchirées par des coulées blanches de cailloux, très récentes.

- la masse des éboulis est formée d'une trentaine de nappes litées. Chacune d'entre elles est constituée d'un lit grossier de gélifracts, d'esquilles fines et homométriques et d'un lit sablo-argileux. Le pendage est de 24°.

- des nappes plus fines s'intercalent entre les deux formations. Elles recoupent légèrement les assises inférieures.

Les éboulis ordonnés ne sont ni indurés, ni altérés, ni rubéfiés et présentent un faciès particulièrement frais. Ils semblent correspondre à des éboulis ordonnés du Würm. Ils se sont formés sous un climat frais et humide puisque leur litage "traduit des transports successifs en milieu liquide ou faiblement visqueux" (Y. Guillien, 91). Le vent peut intervenir (J. Joly, 100) en vannant les éléments fins. La matrice disparaît vers le sommet de la formation. Cette disparition peut correspondre à une péjoration du climat qui devient plus sec alors. Les nappes inférieures sont du reste recou-

pées par les assises supérieures.

Des dépôts anaglaciaux sont ainsi recouverts par des nappes du maximum froid. Les éboulis récents sont en accord avec les dernières accumulations. L'origine des plus gros blocs de ces derniers se comprend difficilement. E. de Vaumas les a décrits allusivement. Il semble que l'écroulement de ces blocs ait été engendré par des secousses telluriques et ne soit pas d'origine morpho-climatique, comme le pense ce dernier.

La présence d'éboulis au fond des gorges de *Klissoura* montre que celles-ci étaient déjà creusées au Quaternaire récent. En fait la capture a désorganisé l'écoulement et les thalwegs ont évolué en dolines, comme pour l'*Achéloos* mort du *Gavrovo*. L'existence de Mollusques continentaux le confirme.

Les éboulis ont en effet fossilisé un versant irrégulier. Dans une niche se trouvaient mélangés à de la terre des coquilles. La faune est composée de *Chondrula tridens* et d'*Helicopsis striata*. Ces faunes froides (J.J. Puisségur, 139) rencontrées au sein de complexes pédologiques se situent avant le maximum froid. (J. Chaline, 45). Leur position sous les grèzes permet de dire que ces dernières se sont formées lors d'une période froide du Würm supérieur, puisque la faune peut être datée du Pleistocène supérieur.

Ainsi les étapes de l'évolution des gorges s'établissent ainsi :

- au Würm inférieur (Würm 1 et 2) les gorges trouvent des conditions optimales pour leur développement.
- au Würm supérieur (Würm 3) les conditions se détériorent. La faune des Mollusques le prouve en raison de leur position sous les grèzes litées.
- au Würm supérieur (Würm 4) le climat est redevenu plus humide puisque on observe la construction de cônes de déjection. Mais leur accumulation à la sortie de la gorge indique des débits sans comparaison avec ceux responsables du creusement des canyons.

L'évolution des versants des entailles confirme que le creusement s'est très nettement atténué à la fin du Pleistocène. Il est donc probable que pour l'essentiel l'encaissement du réseau ait eu lieu au cours du Würm inférieur. Il y a pu y avoir une phase préparatoire au cours du Riss, si on tient compte de la présence des dépressions d'oueds observées sur les canyons orthoclinaux.

5. Conclusion : le modelé karstique d'un Xérovouni.

Le modelé du Xérovouni se caractérise par l'extension des formes karstiques superficielles et par la variété des formes de dissection.

Le karst dont la singularité tient à la lithologie est pour l'essentiel un karst à lapiés structuraux et à dolines de dissolution.

Les différents types de lapiés mettent en évidence une succession de systèmes morphogéniques variés. Associés au développement d'un crypto-karst, les lapiés bio-pédogéniques n'apparaissent à la surface des plateaux qu'en raison de l'érosion des sols. Leur exhumation et leur dégradation sont autant d'épisodes évolutifs qui prouvent leur ancienneté. Contemporains d'une phase de pédogénèse active, il est certain que leur formation remonte à l'interglaciaire Mindel-Riss. Ils témoignent de l'existence d'un cycle karstique antérieur au développement des lapiés structuraux. Beaucoup plus abondants, les lapiés structuraux comprennent surtout des tables de lapiés et des lapiés en arêtes. Leur répartition est étroitement commandée par les facteurs structuraux. Ils traduisent une période de karstification généralisée et sont développés à la fois sur les revers, les versants régularisés et sur les versants des vallons dont l'ultime phase d'incision date du Würm. Ainsi la majorité d'entre eux peuvent être considérés comme ayant apparu au Würm, mais aussi à l'Holocène. Ces lapiés sont ébréchés par la gélifraction actuelle à partir de 1 000 mètres. Formes karstiques mineures par la taille, les lapiés mettent en évidence le rôle d'une dissolution actuelle à l'air libre. Ils témoignent d'un état de rhexistasie locale dont l'origine peut être rapportée à un assèchement du climat et à une érosion déclenchée par l'homme.

Les dépressions fermées du Xérovouni s'apparentent toujours aux dolines de dissolution en cuvette. Peu profondes, elles sont en revanche de grande taille. Leur répartition est guidée par la tectonique. A l'inverse des dolines fermées, les dolines éventrées sont nombreuses. Selon leurs caractères morphologiques elles peuvent se subdiviser en dolines de thalwegs et en dolines de confluence. Les premières défoncent les versants réguliers et sont postérieures au Mindel. Capturées par un réseau dont le développement date du Riss et du Würm, elles peuvent résulter de la phase de karstification Mindel-Riss. En effet les séries de rhexistasie du Pleistocène supérieur viennent s'y

accumuler. Elles peuvent elles-mêmes avoir désorganisé les éléments d'un réseau hydrographique peu élaboré hérité du Plio-Quaternaire ancien. Les secondes proviennent de l'élargissement par corrosion latérale de confluences de vallons qui se sont encaissés au Riss et au Würm. Elles sont plus récentes (Würm supérieur).

La dissolution profonde se manifeste rarement. Ce fait s'explique au moins pour trois raisons :

- le karst du Xérovouni est jeune.
- le volume montagnard a été acquis progressivement et tardivement.
- la porosité des calcaires en plaquettes est faible et leur mouillabilité semble s'être réduite au cours du Quaternaire.
- l'érosion des sols a pu entraîner l'engorgement des fissures et des rares conduits karstiques.

L'évolution actuelle se limite aux rainures des lapiés et au fond des dolines.

Tributaire des conditions structurales et tectoniques, le réseau hydrographique se caractérise par l'opposition entre un drainage indigène et endoréique et un drainage allogène et exoréique. La présence d'éboulis ordonnés et d'emboîtements tend à montrer que l'encaissement du réseau s'est effectué en plusieurs étapes au cours du Riss et du Würm.

On peut à titre indicatif établir l'ordre d'apparition des formes de la manière suivante :

- Plio-Quaternaire ancien :

élément d'un premier réseau, en particulier au-dessus de la vallée du Louros.

- Mindel :

Régularisation des escarpements tectoniques apparus au Quaternaire ancien Mindel, constitution des talus d'éboulis indurés.

- Mindel-Riss :

Interglaciaire chaud et humide (kaolinite et gibbsite).

Formation de grandes dolines à terra rossa.

de lapiés bio-pédogéniques et endogés.

- Riss :

d'abord sec et formation des cônes argilo-caillouteux et comblement partiel des dolines avec enfouissement de la terra rossa.

ensuite froid avec formation des lapiés structuraux, exhumation des lapiés bio-pédogéniques, gélifraction avec destruction partielle des lapiés et constitution de cônes caillouteux qui recouvrent les coulées boueuses, formation de dolines et incision linéaire.

- Riss-Würm :

sec et chaud.
 instabilité tectonique.
 nettoyage du karst par le ruissellement
 encroûtement superficiel et induration.
 élargissement latéral par des oueds de dépressions d'origine tectonique ou karstique.

- Würm :

humide : incision linéaire, lapiés structuraux, dolines de corrosion et d'effondrement.

froid : fossilisation des gorges et destruction des lapiés.

- Holocène

faible karstification et ruissellement qui entraîne l'exhumation des formes héritées.

Ce tableau montre que le karst se développe à partir de bilans hydriques très différents. L'origine ne conditionne pas l'histoire des formes.

La répartition des formes obéit aux suggestions morpho-structurales.

- ensellement et palier : dolines de corrosion et ouvalas.
- revers : lapiés structuraux en blocs.
- versant flexuré : lapiés structuraux en aiguilles
- ligne de faille : dolines
- zone de broyage : dolines d'effondrement.

Ainsi ce karst est lié à un certain type de calcaire et à un certain dispositif de la fissuration. L'épanouissement des formes n'est pas une simple affaire de temps. Le karst au contraire apparaît comme intégré à l'évolution du modèle quaternaire. Les figures du karst ne sont pas toujours des formes d'évolution morpho-climatiques (J. Nicod, 1932), mais elles peuvent être des formes d'évolution morpho-tectonique.

CHAPITRE 17

LE KARST D'ALTITUDE ET LES DEPRESSIONS.

LES CARACTERISTIQUES D'UN KARST MEDITERRANEEN DANS LES CALCAIRES MASSIFS

L'étude des xéroméros et des xérovouni permet de caractériser les traits morphologiques du karst. Des données complémentaires sont apportées par les dépressions assez vastes pour être appelées poljés. De même l'altitude apporte des gradations dans la physionomie du karst. Ces deux aspects posent le problème de la nature de la topographie des sommets et celui de la corrosion des poljés en relation avec l'évolution des vallées montagnardes et du domaine côtier. (cf. Livre III).

1. Le karst d'altitude.

L'étude du modelé karstique des xéroméros et des xérovounis revient à décrire et à expliquer un modelé de basse montagne, un étage à couverture végétale très ouverte, un lieu géométrique défini par l'oscillation des limites morpho-climatiques du domaine supra-forestier. Il s'agit avec l'étude du karst d'altitude de considérer les effets d'un milieu montagnard sur l'évolution d'un tel modelé auparavant le plus souvent développé sous une couverture végétale.

Pour la *Grèce occidentale*, nous appelons milieu montagnard la région des sommets qui subit un gel modéré et qui porte une couverture neigeuse hivernale. Cet étage se caractérise par la présence de surfaces rocheuses à nu qui subissent la cryoclastie et la dissolution nivale. Quel que soit le

type du calcaire, calcaire lité ou calcaire massif, ces deux processus entraînent l'édification de clapiers et le développement de lapiés vrais. Ils agissent aux dépens de tables de lapiés. Des rainures profondes et très souvent cavernueuses indiquent que le gel et la neige défigurent des formes exhumées, développées sous un couvert végétal forestier qui s'est donc autrefois élevé plus haut en altitude.

Ce modelé actuel se développe au dessus de mille mètres et comme l'a observé J. Nicod pour le Durmitor (128), il apparaît au dessus d'une zone à dolines nivo-karstiques. Il y a donc un étagement altitudinal récent des figures du karst. Le cortège des argiles peut, également, témoigner de l'actualité de ces formes.

Ainsi le sol pris dans une rainure karstique au sommet du Bergandis (1 300 m) propose une répartition des argiles selon les pourcentages suivants :

- kaolinite 17 % ; illite 25 % ; montmorillonite 20 %
- (I-M) 13 % ; (I-V) 25 %.

Une autre prise au sommet de l'Oltzaka (1 400 m) contient :

- des traces de kaolinite ; de l'illite mal cristallisée en grande abondance ; de la montmorillonite mal cristallisée en abondance et des traces d'interstratifiés.

Cette colluvion de teinte beige, sorte de *terra fusca*, prise dans le domaine de formation des clapiers révèle très nettement le milieu morphologiquement instable du versant et son drainage aléatoire. La présence relativement abondante de la montmorillonite et de (I-M) atteste cette irrégularité du drainage et représente la diagénèse actuelle en relation avec la dissolution du calcaire. A la limite, les zones des sommets représentent les régions de karstification de type méditerranéen montagnard et les districts d'une pédogénèse ménagée, semblable à celle du Pleistocène supérieur.

2. Les dépressions karstiques.

Les dépressions karstiques ou poljés des zones calcaires non cataclasées se situent essentiellement en *Épire*. Dans les îles et en *Acarnanie*, elles sont rares et de petites dimensions. En *Épire*, elles sont les plus nom-

breuses ; elles atteignent les plus grandes dimensions et superficies et elles offrent les périmètres les plus festonnés. La plus grande demeure celle de *Jannina*. Les autres se situent en *Épire de l'Ouest* de part et d'autre et dans le massif de *Margariti* et sur le flanc oriental de certains chaînons épirotes : *Mont des Thesprotes, Olitzaka, Tomaros, Louros*.

Après avoir vu les caractéristiques et la typologie des poljés, on dégagera leurs traits évolutifs communs. On terminera par une courte monographie du poljé de *Jannin* qui en raison de son ampleur synthétise l'évolution des dépressions.

2.1. Caractéristiques et typologie.

Ces dépressions ont les caractéristiques des plaines fermées. Elles ont été évidées dans les calcaires ou les dolomies, sont vidangées par voie souterraine et parfois partiellement inondées (plaine de *Jannina*, dépressions de *Margariti*). D'après la typologie proposée par J. Nicod (129) au terme d'une comparaison menée entre les poljés de *Provence* et ceux des *Dinari-*
des, on peut les classer selon les types suivants.

a) - Les poljés des formes structurales plissées

Ils se développent aussi bien dans les synclinaux que dans les anticlinaux évidés en combe.

- le poljé de synclinal élémentaire.

Le type en est le bassin de *Kalendzi* ; et les cuvettes de *Konit-*
sa et de *Protopappas* (Fig. 62 a, p.340).

On constate un aménagement du berceau synclinal par la corrosion karstique et des hums attestent l'approvisionnement comme à *Protopappas*. Le poljé de type intra-karstique (J. Nicod, 129) quand la dépression synclinal ne contient plus de flysch, peut par évolution être perché au-dessus du réseau hydrographique sub-aérien, le *Louros* et le *Thyamis* pour l'*Épire*, les rivières côtières pour l'*Acarnanie*.

Ces plaines sont actuellement asséchées et figées dans leur évolution. Certaines en raison de la présence de flysch sont du type poljé marginal (J. Nicod, 129) et sont en réalité des dépressions fluvio-karstiques anciennes. La preuve en est apportée par l'édification des cônes torrentiels de

bordure qui trahissent la rétraction et le morcellement de l'ancien bassin-versant actif (cuvette de *Kalendzi*). Le fond de ces dépressions est plat, chargé de blocailles, parfois réincisé par un ravinement actuel branché sur un thalweg aval (bassin de *Konitska*) (Fig. 62 b et c, p.340).

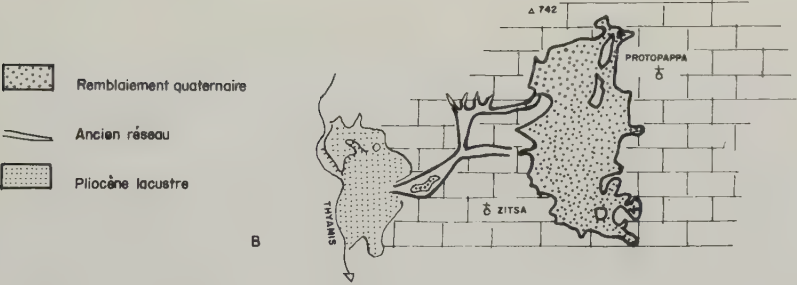
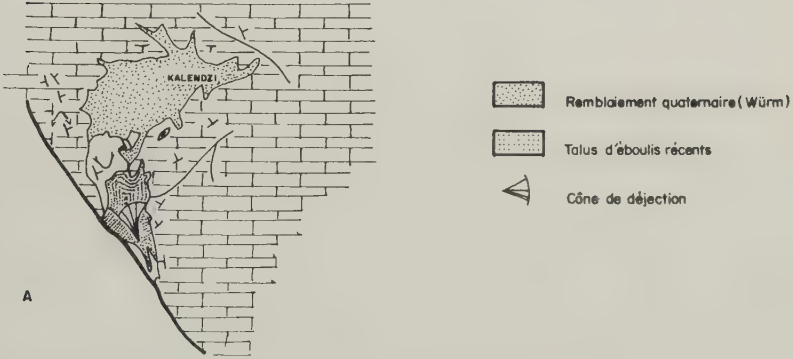
On peut considérer ces poljés comme des formes récentes héritées de la dernière phase froide.

- le poljé de synclinal chevauché, forme de fluvio-karst

Le val de *Paramythia* et celui de *Margariti*, le bassin de *Thesprotikon*, et celui de *Dodone* en sont les meilleurs exemples. (Fig. 63, p. 342).

Ces bassins s'ouvrent dans le flysch chevauché et rongent le flanc calcaire du pli suivant. Les ponors ou les points d'absorption se situent le long de ce versant souvent très flexuré ou dénivelé par faille. L'érosion subaérienne aménage la plaine par comblement et la corrosion n'y eut qu'un rôle limité en fonction du niveau des ponors (J. Nicod, 127). En fait, ces dépressions peuvent être cataloguées comme des poljés marginaux. Elles ont pour caractéristiques communes de présenter un fond alluvial drainé par une rivière (cas du val de *Paramythia* suivi par le *Cocyte* affluent de l'*Achéron*) ou par une rivière aveugle (cas du val de *Thesprotikon*) ou à la fois, en raison de leur topographie différenciée, par une rivière aveugle, par des *katavothres* et par un point absorbant lacustre (val de *Margariti*). Le bassin de *Dodone* autrefois vidé par le *Louros* et asséché en raison de l'évolution du fleuve peut être assimilé à une dépression perchée. Le remblaiement est parfois incisé et détermine au-dessus de la rivière une basse terrasse (cas du *Cocyte*) ; parfois, il possède une légère pente vers la bordure calcaire où s'effectue l'absorption. Dans ce cas, il semble que la pente liée à un ruissellement superficiel trahisse l'activité des ponors (cas du val de *Margariti*). Le comblement passe en amont à des cônes de déjection torrentiels (cas de *Dodone*) ou il peut être légèrement dominé par des versants-glacis parfois altéré en surface (val de *Paramythia*). Dans les calcaires, le flanc chevauchant a l'allure d'une paroi calcaire, le flanc conforme, a un profil de versant régularisé ou convexe.

L'apparition de ces poljés marginaux est récente. Nous avons vu (val de *Margariti*) qu'ils peuvent être le résultat d'une tectonique post-néogène.



- le poljé de combe

Ce type est plus rare. On le trouve au sommet du *Mitsikéli* ; il caractérise aussi la combe de *Mazarakia* atténuée de cônes lithochromes, celle de *Vassilikon* (Epire du Nord) et celle de *Dhragoní-Nikolitsí* (Epire de l'Ouest) dont le poljé est actif. (fig. 64, p. 344).

Ces dépressions découlent d'une évolution complexe des monts. Elles aménagent le modelé d'une érosion différentielle développée après arasement de la voûte anticlinale et celui de dépressions qui résultent de mouvements tectoniques quaternaires. En effet ces plaines se développent souvent dans les dolomies ou à partir de graben. Elles annoncent les types suivants.

b) - Les poljés de faille ou de champ de failles.

A l'angle d'une faille ou à partir d'un fossé, la corrosion karstique peut se développer. Le type de dépression qui en résulte, est très courant sur les massifs de *Parga*, de *Margariti* et du *Louros*. (Fig. 64, p. 344).

Un accident majeur oriente le bassin ; des accidents sécants rendent compte de ses ramifications. Ces poljés finissent comme sur le massif de *Margariti* par former une suite de dépressions en raison de conditions structurales particulières. En effet dans le cas précis des massifs de la *Grèce occidentale*, il faut tenir compte pour expliquer leur extension, leur groupement et leur encaissement relatif, des faits suivants :

- il existe une imperméabilité de contact du calcaire liasique, mise à part celle provoquée par son chevauchement sur du flysch, due à la présence des dolomies. Celles-ci situées à la base du *Pantokrator* s'élèvent à l'intérieur de la masse carbonatée à des altitudes variables. Elles viennent, à la suite de l'atténuation préalable des monts, à l'affleurement dans le massif de *Parga*, et dans la plupart des cas, elles se situent fort près des sommets. Cette imperméabilité de contact peut expliquer l'élargissement des cuvettes. Elle est due à la perte à la suite d'une tectogenèse permanente, de la porosité originelle des dolomies.

- l'alignement des cuvettes en chapelet est lié à la halotectonique comme le massif de *Margariti*. Aux poljés dont l'origine tectonique classique est évidente, il faut pour la *Grèce occidentale*, en effet, ajouter les poljés logés dans les sillons marginaux des diapirs, tels ceux des régions de *Témélon* pour le

massif de *Margariti* et du lac *Ziros* pour le massif du *Louros*.

Cette halo-tectonique affecte également le calcaire du Lias et y engendre des flexures. Le massif de *Margariti* se décompose ainsi en un bloc occidental où la dolomie affleure, et en un bloc oriental situé en contre-bas où se localisent les principales dépressions et les points absorbants.

En outre, on observe un compartimentage des cuvettes lié à des seuils karstiques parfois incisés (tels les seuils qui séparent la cuvette de *Spartharaion* de celles de *Morphi* et de *Tourkopaloukon*). La cuvette est dominée par des banquettes karstiques dans lesquelles s'emboîte très nettement le seuil. Sur celui-ci, des hums résiduels présentent des versants convexes ou régularisés (cas de *Karvounari*). La hauteur relative des banquettes et des seuils est d'une vingtaine de mètres au-dessus du plancher colluvial actuel. A une phase d'élargissement latéral, première phase lacustre, a succédé une phase d'approfondissement des cuvettes.

Le comblement détritique est constitué d'un fond argileux que recouvrent des apports très différenciés venus des versants bordiers et dont la position peut être variée.

Parfois s'étalent par dessus les terres rouges, des cônes lithochromes comme à *Morphi*, à *Mazarakhia*, à *Vassilikon*. On a ainsi la preuve de l'antériorité des assises argileuses inférieures. Ces cônes s'avancent sur une face qui recoupe la terra rossa et la base des versants calcaires (2ème phase lacustre). Parfois les cônes caillouteux récents s'emboîtent dans l'assise argileuse (cas de *Karvounari*) et prouvent l'existence d'une crise de réincision avant la dernière phase d'accumulation détritique. Parfois le tablier ancien induré passe sous les cônes lithochromes comme dans les *Monts souliotes* (dépression de *Popovo*). A la base des versants du *Mont des Thesprotes*, les cônes lithochromes sont recouverts par les cônes torrentiels récents qui viennent envahir un versant glaciaire qui réaménage la surface des cônes argilo-caillouteux (Versant glaciaire du Riss-Würm). Ces diverses situations permettant de considérer que l'apparition des cuvettes date du Quaternaire moyen au plus tôt. (cf. Fig. 71, p. 368).

Enfin la nappe de comblement la plus récente, toujours en contre-bas de ces séries détritiques quaternaires, est constituée d'argile au sein de laquelle s'intercale une assise caillouteuse régulière aux blocs émoussés. Cette dernière peut atteindre une épaisseur égale au mètre. Le sommet

Differents types de poljes : Epire occidentale



du remblaiement se charge de cailloux calcaires qu'on ne trouve jamais dans les assises inférieures argileuses. Celles-ci sont en revanche un amas compact de terra rossa, sans éléments grossiers même siliceux. Dans le poljé de *Karvounari*, il a été trouvé, au sein de la masse, des passées d'argiles indurées par ferruginisation. A *Karvounari*, à *Morphi*, la couche argileuse atteint plusieurs mètres d'épaisseur (4mètres) et masque des lapiés caverneux.

En définitive, ces fonds de poljé présentent la coupe synthétique suivante :

- une assise argileuse rouge, épaisse de plusieurs mètres, très homogène avec parfois des indurations ferrugineuses épisodiques. Compacte, elle ne présente aucune figure de transport. Elle est en partie en place, en partie colluvionnée et enfouie.

- vers le sommet, cette assise passe à des accumulations détritiques de versant. Elle s'emboîte dans les tabliers indurés et elle est recouverte par des cônes lithochrome et des cônes de déjection récents. Vers le centre de la cuvette, elle encadre une assise régulière de cailloux. On peut considérer que cette assise est enrichie d'argile d'altération par digestion progressive des blocs (J.J. Dufaure, 61). Dans certains cas, il semble que l'on ait affaire à un pavage. L'assise supérieure d'argile devient alors une colluvion et peut représenter les apports latéraux actuels.

On observe donc deux grandes phases de constitution de matériel, au sein de ces cuvettes. Une phase de stabilité responsable du stock argileux inférieur ; des phases de remaniement et d'apports détritiques responsables de la stratification des assises supérieures.

Ces cuvettes peuvent être reliées par des thalwegs ou bien communiquer par de véritables trouées avec les poljés marginaux (cas de *Karvounari*). Ces communications se sont faites sans doute lors de la vidange des lacs responsables des banquettes marginales (phases lacustres du Quaternaire).

c) - Les poljés suspendus des karsts dolomitiques (fig. 64, p. 344).

Cette catégorie signalée par J. Nicod existe aussi en Grèce occidentale. Ces dépressions se situent essentiellement sur les massifs de *Parga*, et de *Margariti*. Elles se perchent très nettement au-dessus des niveaux de base locaux. La plus belle reste celle du sommet du *Pantokrator* à *Corfou*.

Cerné par le calcaire liasique pur, le mont se déprime dans la

dolomie. Le fond de la cuvette est un plan peu incliné qui tranche la roche en place. Il est lui-même défoncé par des dolines et des ouvalas encore atténués d'altérites. Les cloisons ont l'aspect de chicots résiduels dont la base recoupe un système de lapiés en rainures. Ce poljé seul de son type en *Grèce occidentale* présente un emboîtement très net de formes de corrosion dans une sorte de pédiment. En plus un karst d'altitude défigure un ancien karst couvert. (Photo H.T. n° 9).

En général, on observe que ces dépressions se localisent plutôt au contact du Pantokrator et de la dolomie et qu'elles s'épanouissent plus dans le calcaire pur que dans le calcaire dolomitisé. La dolomie semble jouer le rôle d'un véritable barrage karstique qui gêne la circulation. Par l'arénisation qui se développe pendant les périodes froides et qui fait du sable dolomitique une formation cryoclastique, elle livre un matériel fin de granules qui facilite la réalisation de la nappe d'inondation, processus essentiel pour l'élargissement des dépressions (J.J. Dufaure, 61). Ces dépressions qui s'épanouissent au sein des topographies planes dérivent comme sur le mont *Pantokrator* peut-être d'aplanissements antérieurs à la karstification générale de la *Grèce occidentale* au Quaternaire. Elles posent donc le problème de la nature morphologique des sommets.

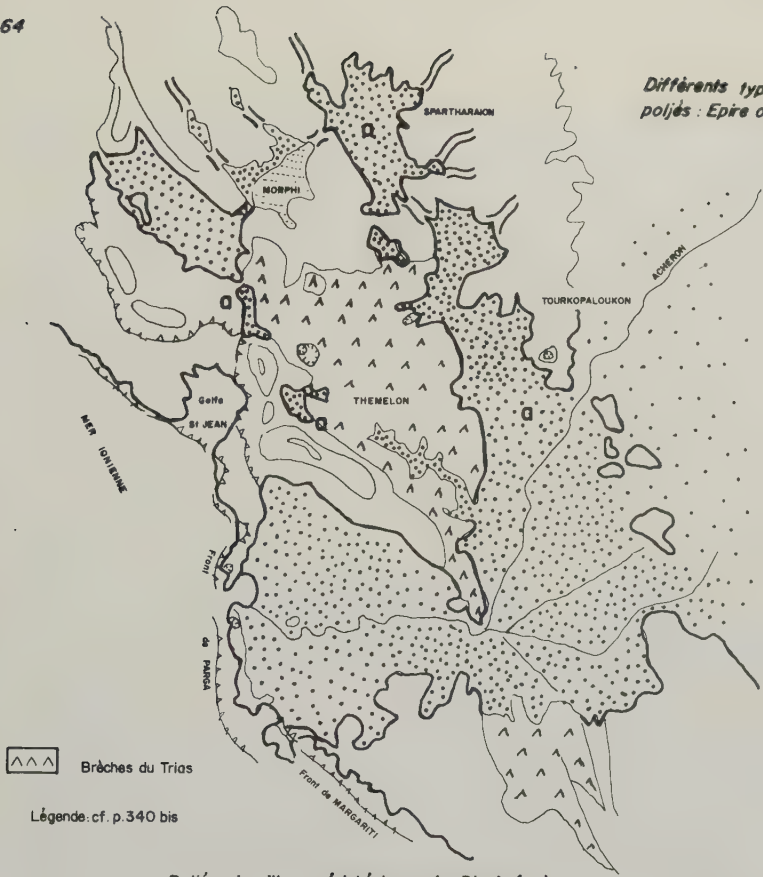
Ces différentes dépressions karstiques montrent donc que les actions fluviatiles sont importantes et que les actions corrosives s'échelonnent au cours du Quaternaire.

2.2. Evolution et processus.

Afin de poursuivre la comparaison avec les poljés de *Provence* et des *Dinarides*, on peut considérer l'évolution et les processus responsables de ces derniers selon les rubriques de J. Nicod (129).

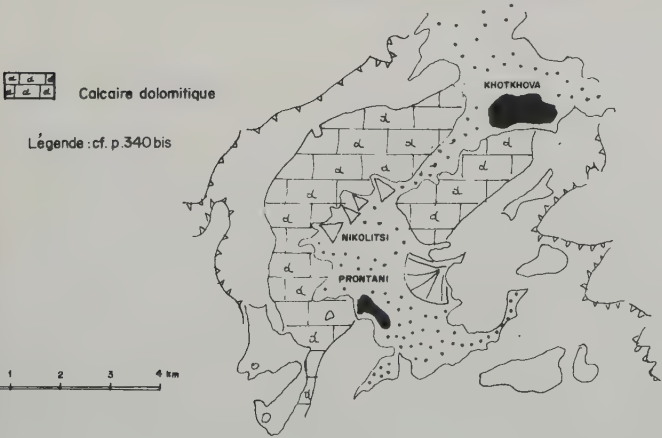
D'abord les poljés sont alimentés par les vallons qui dissèquent les bordures et par des exurgences (lac de *Jannina*). L'absorption se fait par des ponors situés en bordure des poljés ou par le fond même de la dépression. L'inondation des poljés est fréquente en hiver. Elle est due au fait que les points absorbants sont peu entretenus (val de *Margariti*) et qu'ils absorbent moins que la cuvette reçoit. Le total des pluies s'élève dans les bassins de

*Différents types de
poljés : Epire occidentale*



Poljés de sillons périphériques de Diapir (a)

Poljé de voûte anticlinale et calcaire dolomitique.



Paramythia et de *Margariti* à 1 100-1 200 mm/an. Sur le littoral, ce total descend au-dessous de 1 000 mm/an. Sans compter les précipitations de l'impluvium montagnard qui doivent atteindre étant donné l'altitude au moins 2 m/an.

Ensuite les poljés présentent une plaine horizontale qui est une plaine d'accumulation dans tous les cas. Si elle est différenciée, le compartimentage qui en résulte est lié aux avancées des cônes torrentiels. Elle joue donc le rôle d'un niveau de base local. L'aspect fondamental du poljé est donc lié à des processus fluvio-karstiques. Les banquettes rocheuses n'apparaissent nulle part. Les seules qui existent sont perchées et doivent leur situation à une reprise d'érosion linéaire récente (Quaternaire récent). Comme elles dominent le stock argileux inférieur, elles font dire que ce dernier est tronqué. Les banquettes liées à un élargissement du poljé par corrosion latérale relèvent des processus karstiques et ont été révélées dernièrement. Les processus karstiques par corrosion peuvent être actuels. Dans le poljé de *Nikolitsi*, on observe la présence d'une entaille basale de dissolution qui écorne la paroi calcaire. (plaine de *Kotkhova*). Ailleurs, on observe une exagération des lapiés qui lacèrent des versants régularisés. Ces figures du karst sont ravivées par l'absorption diffuse le long du pied du versant. Mais dans la plupart des cas, les poljés semblent figés si on en juge les versants des hums réglés jusqu'à leur base.

Enfin, sauf pour la cuvette de *Jannina* où il existe des gisements pliocènes (J. Aubouin, 01 et S. Gillet, 84), ces dépressions sont quaternaires. Elles se sont développées sous des climats différents. Le développement est maximum pendant les périodes froides et humides. La cuvette se comble, en revanche, pendant les phases froides et sèches. Le développement latéral a lieu pendant les phases chaudes et humides. Toutefois, on ne peut rejeter un approfondissement irrégulier dans le fond de la cuvette en raison du développement d'un crypto-karst sous un climat chaud et humide à couverture végétale dense.

Ce processus semble avoir existé si on tient compte des phyllites qui composent le cortège argileux des terres rouges.

Composition des argiles de divers poljës épirotes

Kaolinite	Chlorite	Illite	Montmorillonite	I-V	I-M	Att.
45 %	15 %	25 %	-	15 %	--	--
20	25	25	-	20	10 %	++
54	18	28	-	--	--	++
34	--	28	-	15	23	--
30	10	25	10 %	25	--	--
30	10	22	10	--	28	++
06	27	30	--	--	--	37 %
47	34	19	--	--	--	--
15	20	20	20	--	--	25 %
12	--	12	60	16	--	--
06	--	33	--	16	45	--

Parmi les différents types de poljës les plus anciens restent ceux qui se localisent à partir des sillons marginaux des xéroméros comme le montre la cuvette karstique de Jannina.

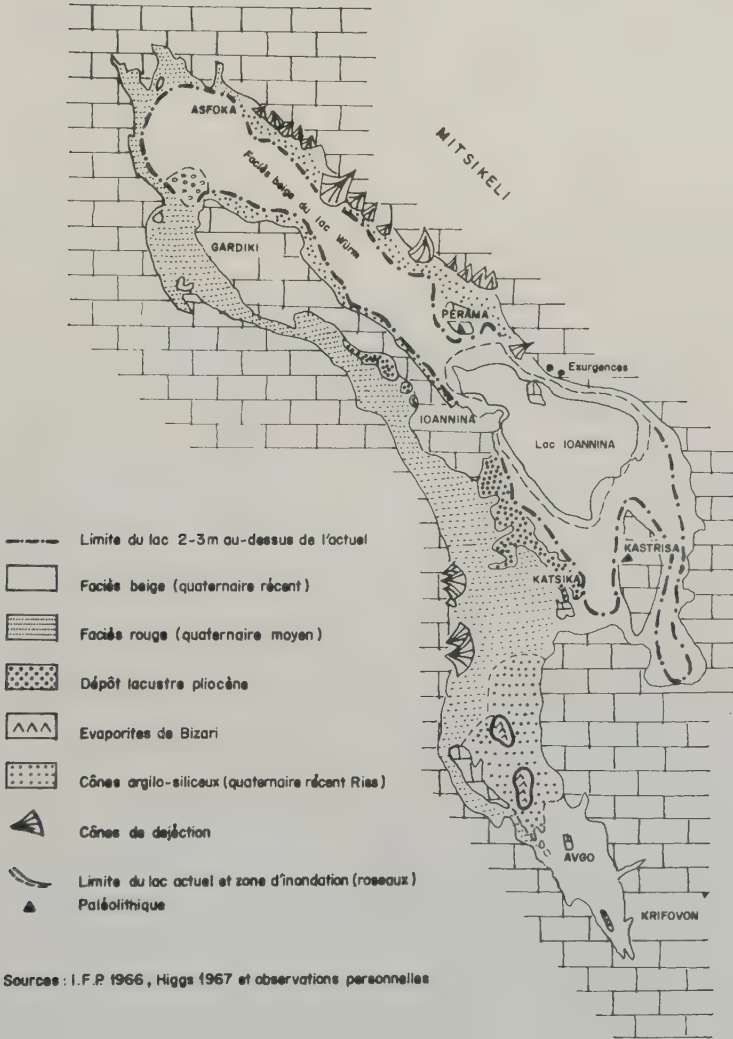
3. La cuvette karstique de Jannina (Fig. 65, p. 346).

La cuvette de Jannina mérite en raison de son ampleur et de sa complexité une étude particulière.

3.1. La cuvette de Jannina: coalescence de plusieurs types de dépressions.

La cuvette se développe au sein de l'anticlinorium de Jannina (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Cette unité structurale est constituée de petits anticlinaux réguliers et calmes comme on en observe rarement en Épire. La plaine de Jannina coupée de buttes obéit aux suggestions de la structure. Le synclinal oriental longe la base de Mitsikéli et loge un appendice du lac. L'île de Jannina et la butte de Péràma jalonnent un anticlinal. Le lac est logé lui-même dans l'ensellement suivant; les acropoles de la ville représentent un crêt de Sénonien. Au delà, on débouche sur un troisième ensellement colmaté et suivi par le Langivitsa Rëma. Dans la partie la plus septentrionale, la cuvette se dédouble de part et d'autre d'un mont qui forme les collines de Gardikhi, parfois évidé en combe où se loge la cuvette du lac Lapsistis, aujourd'hui asséché par drainage artificiel. Au Sud, la situation structurale devient plus complexe, car la dépression se développe à partir d'un champ de failles et

La cuvette de Jannina



elle se subdivise en trois appendices. La dépression la plus occidentale enveloppe des pointements de brèches diapiriques. Cette remontée du Trias est due à l'intersection de failles N.E. qui prolongent celles de *Mousiotitsa* (unité du *Louros*) et des failles transverses liées au décrochement de *Pétoussi*. A l'extrême sud de la cuvette que cloisonne le mont *Avga*, il a été trouvé du Pliocène lacustre (S. Gillet, ⁸⁴). L'appendice utilise donc ici des sillons marginaux de diapir, apparus dès le Néogène.

L'appendice central est lié à l'effondrement, de l'extrémité nord de l'anticlinal de *Serviana*. La plaine utilise un graben. Enfin l'appendice oriental se développe dans un synclinal de flysch au pied du *Driscos*.

Ainsi la cuvette de *Jannina* est la coalescence de trois champs de failles et dépression d'érosion différentielle. Cette conjoncture exceptionnelle explique l'ampleur de la plaine.

3.2. Evolution de la cuvette (Carte H.T. coupure N.E.).

On peut reconstituer l'évolution de la cuvette à l'aide des différentes séries détritiques qui composent le fond alluvial du poljé (Photo H.T. n° 6).

a) situation actuelle

Le poljé intrakarstique est alimenté actuellement par des exurgences situées à la base du *Mitsikéli*. Le poljé se vide par des ponors qui ont pu à l'occasion provoquer l'inondation de la ville (inondation de 1684, J. Nicod, 1932). Les eaux au terme d'un parcours souterrain de 4 km et doublé d'une galerie, rejoignent, à travers le volet occidental de l'anticlinorium de *Jannina*, le *Veltitsikos*, affluent du *Kalamas*. Le plateau calcaire par ses nombreuses dolines d'effondrement révèle cette circulation karstique active (région de *Marmara*). La partie active du poljé se localise donc actuellement au centre de la cuvette et l'évacuation des eaux se fait vers l'Ouest.

b) évolution ancienne.

Le dispositif des séries détritiques se situe en dessous de la ligne isohypse 500 m. Le fond alluvial actuel s'étale vers 480 m ; ses points

les plus bas se situent à 460 m.

- la série néogène : le Pliocène

Il a été décrit dès 1925 par M. Dalloni, en 1959 par J. Aubouin et en 1962 par S. Gillet. Il s'agit de sables argileux bleus à Gastéropodes, Ostracodes, Characées, datés du Pliocène. Ils culminent jusqu'à 523 m. et déterminent les collines situées entre *Anatoli* et *Katsika*. Là ils viennent en discordance sur des pointements de calcaire crétacé (Vigla et Sénonien) et sur des brèches triasiques. En outre, un affleurement a été trouvé au Sud de la plaine de *Jannina* en contre bas du village de *Krifovon* (I.F.P., 99). Le lac pliocène qui a largement envahi cette cuvette méridionale en a fait ainsi la partie la plus ancienne.

On observe que ces gisements ne sont pas à la même altitude et qu'ils sont limités, pour le gisement d'*Anatoli*, par un abrupt à regard Est. Un rejeu tectonique n'est pas à exclure. Il explique le cloisonnement central de la cuvette et sans doute l'emplacement actuel du lac qui serait ainsi logé dans un petit graben.

Le rejeu est donc post-pliocène et la première cuvette est liée aux sillons marginaux de la bande de broyage méridionale qui constitue ainsi le xéroméros de *Jannina*.

- les séries péistocènes

On peut distinguer du fond alluvial du poljé les séries détritiques qui le masquent à proximité des versants.

a) - le fond alluvial

La plaine présente trois formations :

- la première est constituée d'une argile rouge localisée essentiellement dans la partie NW de la cuvette autour de la colline de Gardiki, largement étalée en un cône-glacis.

- la seconde est constituée d'une argile beige épaisse de 6 à 7 mètres. Elle constitue la nappe alluviale la plus récente.

Alors que la première formation contient beaucoup de kaolinite, de l'illite et des interstratifiés I-M et I-V, et qu'elle est semblable à une argile de lapiés de la butte de *Kastritsa* :

Kaolinite : 34 % ; Illite 28 % ; I-M 23 % ; I-V 15 %,

la seconde formation présente les variations suivantes. Les deux échantillons qui caractérisent ce remblaiement, ont été pris au centre de la cuvette la plus orientale face au *Mitsikéli* et à un kilomètre de distance latérale. Le premier est situé à une plus grande profondeur que le second (2 m de différence).

Ech. 1 K : 12 % / I : 12 % / M : 60 % / I-V : 16 %

Ech. 2 K : 06 % / I : 33 % / M : -- I-V : 16 % / I-M : 45 %

Le premier le plus profond est le plus évolué ; le second, le plus superficiel est le plus détritique.

La diagénèse au sein du lac semble bien être caractérisée par l'apparition de la Montmorillonite, il faut considérer ces argiles comme des apports récents de type détritique.

Ce second faciès représente le comblement tardif de la cuvette. La partie orientale du poljé est plus récente que sa partie occidentale. Elle est sans doute liée au rejeu tectonique qui dénivelé le Pliocène.

- la troisième formation est constituée de lits alternés de sables calcaires fins (7-8 cm), de sables grossiers et de graviers un peu argileux de couleur jaunâtre (lit de 20 cm). Au total, on peut compter une douzaine de couches sur une épaisseur de 2 mètres. Cet alluvionnement régulier où l'on peut saisir une succession de dépôts périodiques, est un lambeau de nappe alluviale lacustre. Elle représente un fond légèrement plus haut que l'actuel et marque un paroxysme fini-würmien. En effet, au pied de la colline de *Kastritsa*, un conchage semblable repose sur des éboulis Würm (F.C. Higgs et al. 97). Etant donné que ces brèches de pente recouvrent du matériel paléolithique et qu'elles sont elles-mêmes masquées par la nappe alluviale lacustre, on a le niveau du lac à la fin du Würm (Würm 4). Le lac actuel est en contre bas d'un à deux mètres. Ainsi, il y a eu rétraction de la cuvette lacustre depuis le dernier maximum froid.

La répartition des formations et des altérites permet d'avancer la reconstitution suivante.

- la partie occidentale du poljé est la plus ancienne. Elle est apparue au cours du Pliocène et elle a fonctionné jusqu'au Quaternaire,

- la partie orientale plus profonde est apparue plus tardivement. Elle est d'origine tectonique. Les remblaiements sont postérieurs à la phase d'altéra-

tion du Quaternaire moyen.

b) - Les séries détritiques des bordures.

Ces séries détritiques quaternaires de versant sont composées de cônes lithochromes et de cônes de déjection récents. On ne remarque aucun tablier ancien induré descendant jusqu'au lac. Les versants calcaires sont des pentes régularisés.

- les cônes lithochromes

Ils se localisent autour de la ville de *Jannina* et de part et d'autre du horst de *Bizani*. Ils s'étalent vers la cuvette occidentale. Ces cônes viennent des collines centrales et sont masqués en aval par le comblement le plus récent. Ils proviennent des sols développés sur les versants calcaires. Ils semblent se raccorder à un niveau plus bas que l'actuel.

- les cônes de déjection

Ces cônes torrentiels très grossiers issus de vallons très profonds se localisent au pied du *Mitsikéli* et au pied de la bordure occidentale (région de *Kosmira*). Leur terminaison aval passe latéralement à la plaine alluviale. Pour le *Mitsikéli*, ils se logent entre la montagne et les buttes de *Përana* et d'*Asfaka*. Cette situation et le fait que la colline de *Përana* soit trouée d'une grotte à concrétions et à chenal mort font dire à J. Nicod (78) que la colline était rattachée au flanc du *Mitsikéli* avant l'édification du cône.

On peut ainsi conclure à une ablation récente de cette partie du poljé. Il est possible que cette ablation soit moins importante qu'on pourrait le penser au vu de la situation topographique et que le couloir soit en fait d'origine tectonique. En effet, sur le flanc du *Mitsikéli* on constate que des dépôts de pente légèrement lités ont désormais leur pendage d'origine sédimentologique tourné vers l'amont. Tout se passe comme si une faille récente avait changé de sens le litage des brèches de pente. Des mouvements récents ne sont donc pas à exclure.

Les étapes de la formation de la cuvette karstique peuvent être définies de la manière suivante :

- Au Pliocène, il y a eu la formation de sillons marginaux de diapir peut-être à la suite de la crise messinienne puisque d'après J. Aubouin (01), le

Pliocène de *Jannina* débute dès le Pliocène inférieur. La cuvette occupe la partie sud, déprimée aussi par un champ de failles. Il est probable que le barrage karstique amont ait été le mont *Arakthos*.

- Au Pleistocène, il est vraisemblable que la cuvette se soit étendue vers le Nord. Cette extension est liée à des mouvements tectoniques localisés le long du flanc du *Mitsikéli*. Ces mouvements ont exagéré le synclinal de *Vrissi Pacha* et ont provoqué un renversement du drainage dans la vallée de *Nēghadēs* qui aboutissait à *Kalpaki* au Nord. Au Sud, ils ont dû provoquer l'apparition du *Driscos* et entraîner la formation du poljé marginal. Cette crise est sans doute fini-villafranchienne, si on tient compte d'un modelé ancien constitué de cônes rocheux au bas du *Mitsikéli*. Ces cônes perchés au-dessus de la vallée morte jalonnent un ancien niveau dont on retrouve un témoin sur le seuil calcaire qui sépare la vallée du poljé. Depuis, la vallée a été surcreusée ainsi que la cuvette de *Jannina*.

- Au Pleistocène moyen, la cuvette a subi la phase bio-altérante du Mindel-Riss comme l'indiquent la formation rouge et les cônes lithochromes de la cuvette occidentale. Pendant cette période chaude et humide, la cuvette a dû s'élargir comme le prouvent des restes de banquettes dans le Sud de la plaine.

Nous avons fait établir (Laboratoire de Géologie marine) pour les différents faciès du fond alluvial le rapport moléculaire $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$.

- le faciès rouge a donné un rapport égal à 2 et 2,1; le faciès des cônes lithochromes un rapport égal à 3,8 et le faciès beige un rapport égal à 8,3. Autrement dit, plus on s'élève vers le sommet du remblaiement, plus les conditions propices à l'allitisation se détériorent. On peut considérer le faciès rouge comme étant un sol hérité de la période bio-altérante du Quaternaire moyen.

Le faciès beige est, en revanche, un remblaiement récent dont on a pu dater précisément l'apparition (E.C. Higgs et al. 97). Les analyses de pollens et le matériel pré-historique trouvé ont permis d'estimer la partie superficielle de la nappe alluviale comme s'étant constituée entre -40 000 B.P. et -10 000 B.P. La courbe pollinique permet de suivre les fluctuations climatiques depuis le Würm 2, l'interstade Laufen, et pendant le Würm 3 et 4. Affectés d'autant de réchauffements qu'en Provence, les différents Würm ont été froids et humides puis froids et secs, enfin à nouveau froids et humides,

Les cônes de déjection du *Mitsikéli* sont hérités de ces périodes froides et datent donc du Würm. Le remblaiement s'est donc constitué essentiellement pendant le Pleistocène récent. Le Würm 4 plus humide a été marqué par le paroxysme lacustre générateur de la nappe alluviale, Les ponors devaient être en effet bouchés à cette époque.

C'est au cours du Post-glaciaire que l'écoulement a repris et qu'il y a eu l'emboîtement de la nappe lacustre actuelle au sein du remblaiement würmien. Actuellement, l'évolution du poljé doit se poursuivre en raison d'un total pluviométrique égal à 1 250 mm/an à *Jannina* et de l'agressivité des eaux de sources à l'amont puisqu'elles proviennent d'une montagne enneigée l'hiver.

4. Le fluvio-karst des massifs calcaires.

Au sein des montagnes de Pantokrator (*Monts d'Acarnanie* ou massif de *Margariti*) on observe des ennelements surcreusés en plaines karstiques par des dolines allongées et sinueuses que séparent des collines surbaissées alignées et parfois crevées de dolines (Photo H.T. n° 10). La plaine karstique est atténuée par la terra rossa chargée à son sommet de cailloux calcaires. Parfois des hums oblongs et le plus souvent situés près du périmètre actuel des plaines accidentent et cloisonnent le poljé (Fig. 66, p.352). Tout se passe comme si le hum constituait l'extrémité d'un interfluve de confluence dont un secteur aurait disparu à la suite de la corrosion karstique et comme si les dolines dériveraient d'anciennes vallées. Les versants bordiers de la plaine sont le plus souvent constitués de versants convexes. Leur base peut parfois se prolonger par un cône rocheux, comme pour le poljé d'*Archonchori d'Acarnanie*. Ces cônes sont dénudés actuellement et lapiésés. Ils sont donc antérieurs à la phase bio-altérante du Mindel-Riss et ne sont pas plus récents que le Riss pour E. de Vaumas (167) en Méditerranée orientale.

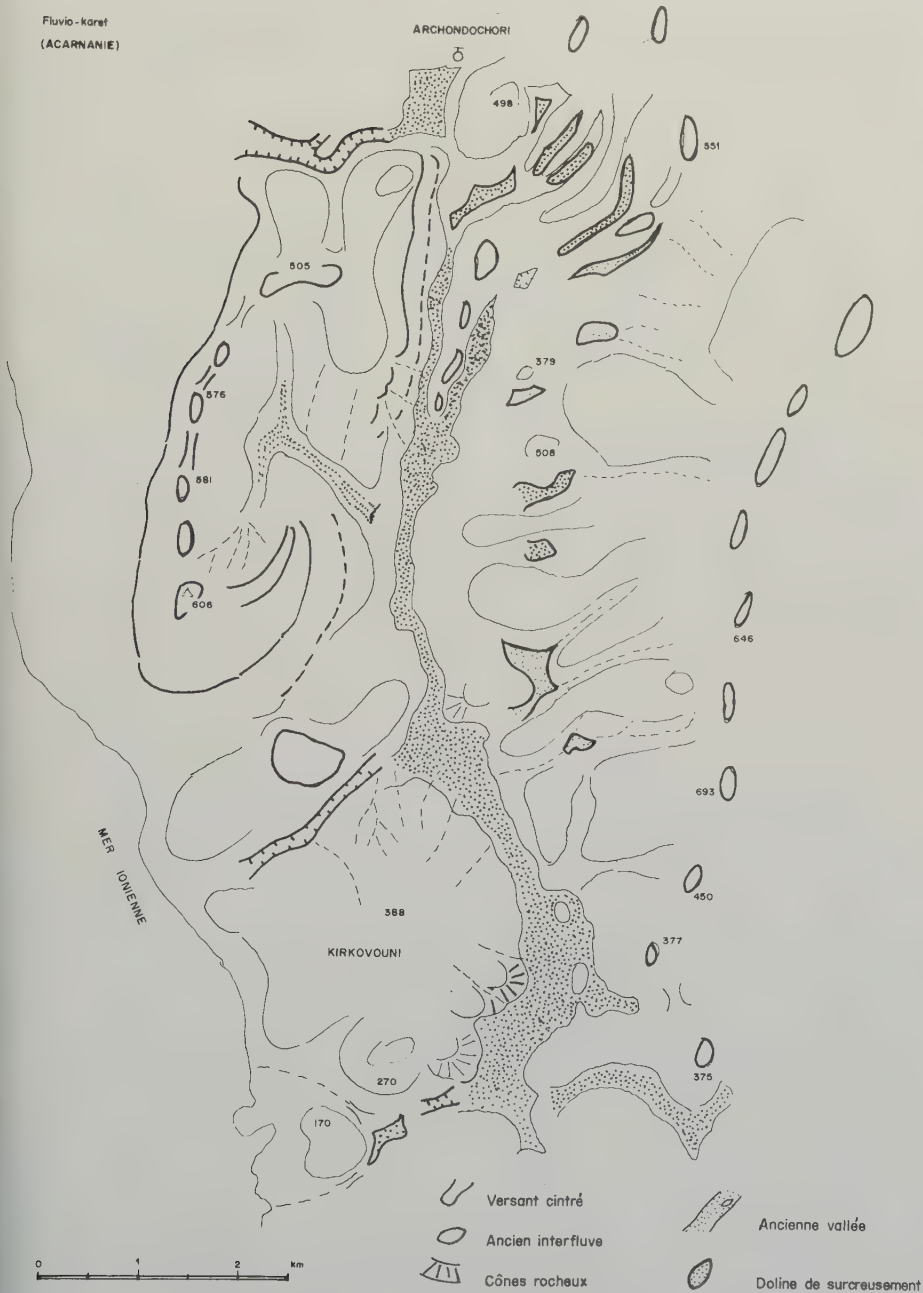
Peuvent-ils être plus anciens ? Le petit nombre d'exemples qu'on peut observer en *Grèce occidentale* ne permet pas de le dire. On peut cependant retenir qu'ils semblent s'être constitués après l'élaboration du réseau pliocène et qu'ils se développent aux dépens des versants de vallée.

Ainsi on peut être sûr qu'un réseau hydrographique constitué au cours du Pliocène a facilité l'élaboration des plaines karstiques. Les val-

Fig- 66

Ancien réseau fluvial transformé par le modèle karstique.

Fluvio-karst
(ACARNANIE)



lées héritées ont été aménagées par des processus aréolaires (cônes rocheux) et karstiques (dolines de confluence et surcreusement du profil longitudinal).

Conclusion générale
à propos du modèle karstique

Les plaines karstiques de la Grèce occidentale sont commandées par la tectonique halocinétique, génératrice de dépressions fermées, et par un ancien réseau fluvial. Cette double origine explique le faible creusement des poljés, fait qui a frappé maints auteurs (P. Birot, 24, J. Nicod, 132 et P. Fénelon, et J. Nicod 78), si on les compare aux poljés du Péloponèse (J.J. Dufaure, 61).

On peut ainsi penser que le karst s'est développé pour sa plus grande part au cours du Quaternaire transformant par des surcreusements un ancien réseau pliocène.

En raison de la présence de cônes rocheux là où les conditions structurales (J. Tricart et al. 160) permettent leur développement, c'est à dire aux angles de faille et à la base d'escarpements n'ayant pas joué après le Plio-villafranchien, on peut donner une date amont d'apparition qui est le Pleistocène ancien. On sait (J. Nicod, 132 et P. Fénelon et J. Nicod, 78) que le karst hypogé a fonctionné au Würm, lorsque la mer était à -100 m en dessous de la ligne du rivage actuelle. On observe en effet le long des côtes des venues d'eau douce sous la mer et l'ennoyage de grottes. On sait aussi que la remontée versilienne a débuté vers -20 000 à -16 000 au cours du Würm IV, perturbant le régime du karst et entraînant l'ennoyage des plaines maritimes.

Il apparaît ainsi que l'une des grandes périodes de formation du karst en Grèce occidentale se place au cours de la période bio-altérante du Mindel-Riss.

A cette époque et ce sont les lapias et lapiés qui le prouvent, un karst couvert sous une terra rossa s'est développé. En raison de ces conditions le calcaire a été corrodé en vastes lapiés aux faces lisses et aux arêtes émoussées. L'érosion des sols a permis la formation des lapiés vrais et la destruction par la neige et le gel des lapiés bio-pédogéniques a entraîné leur transformation en tables de lapiés.

Les processus de fragmentation ont facilité la constitution de croûtes bréchoïdes qui scellent les argiles à kaolinite de la période bio-altérante antérieure. Les argiles sont en outre enrichies de calcaire (pelli-cule, nodules et constituants satellites carbonatées des argiles). L'évolution a ainsi provoqué l'apparition de sols calcimorphes. Or cette évolution ne semble pas s'être effectuée sous un couvert végétal (A. Ruellan, 1945) mais au sein du lapiés lui-même. Les conditions climatiques qui président à cette évolution, sont différentes de celles génératrices de l'argile à kaolinite. On peut y voir des processus de type plus nettement méditerranéen.

Il est évident, en outre, si on se place à une plus grande échelle que le régime de compression caractérisant l'évolution tectonique de cette partie de la Grèce, entraîne une diminution de la porosité originelle de la dolomie et du calcaire, un sectionnement des conduits, en définitive, une destruction des facteurs favorables à l'élaboration d'un karst souterrain important. Il est en effet remarquable que ce dernier se développe mieux dans les massifs les moins intensément froissés par la tectogénèse. On en conclut que le capital karstique est sans cesse détruit. Il n'est donc pas étonnant qu'un karst superficiel à vastes dépressions fermées se développe mieux puisque les nappes phréatiques ont du mal à s'écouler. Affleurant plutôt que s'enfonçant, elles transforment en poljés les dépressions structurales, grabens ou sillons marginaux, et les vallées héritées d'un réseau hydrographique pliocène.

En plus, il semble que l'immunité karstique des parois des canyons est des plus relatives puisque celles-ci ont une évolution comparable à celle des grands escarpements d'origine tectonique.

On en conclut que le modelé karstique, certes original par ses processus et son modelé, est étroitement dépendant comme le modelé d'origine structurale des systèmes morphogéniques du moment fondés à la fois sur des processus morphoclimatiques et sur une importante instabilité tectonique.

Conclusion générale du Livre Second

Les grands versants et le karst sont les aspects morphologiques majeurs de la *Grèce occidentale*. Les premiers, en raison de l'étagement altitudinal qu'ils entraînent ; le second, en raison de la transformation de la topographie superficielle des versants et du modelé qu'il provoque. Il apparaît que cette conjoncture morphologique se situe au Mindel et au Mindel-Riss.

Les traits morphologiques acquis transforment les conditions du dynamisme des versants. Les effets s'additionnant, il se constitue un modelé où les séquences paléogéographiques se transforment peu à peu, étant donné les conditions tectoniques qui également régissent d'une façon permanente leur constitution.

En plus, ces traits morphologiques sont majeurs car ils conditionnent l'évolution actuelle. Toutefois ils n'ont pas entièrement effacé le modelé antérieur comme le montrent la topographie atténuée des sommets, les vallées montagnardes et l'évolution du domaine côtier.

Ce trait particulier montre la difficulté de départager en *Grèce occidentale*, les formes primitives des formes d'évolution.

On conclut enfin que le modelé quaternaire de la Grèce occidentale a été dépendant de l'instabilité tectonique et de l'oscillation des limites de l'étage supra-forestier. Ce dernier facteur dépend de périodes froides qu'on peut caractériser de la manière suivante.

- le Günz (calabrien) a été une période de gauchissement à moyen rayon de courbure au cours de laquelle le gain en altitude a été insuffisant. L'étage supra-forestier a dû se limiter à quelques sommets. Les accumulations grossières qui lui sont imputables sont difficiles à dissocier de celles du Mindel.

- le Mindel a été en revanche une période d'intense sismicité. C'est à ce moment que sont apparus les versants à débris aux vastes piémonts. L'étalement latéral et longitudinal des brèches de pente est imputable aux séismes mais aussi à la neige aux avalanches car cette période a été marquée par un type de climat montagnard froid.

- le Riss a été d'abord une période de fortes précipitations irrégulières avant de devenir une période marquée par une cryoclastie moins intense qu'au Mindel. Ce rythme explique la composition des cônes lithochromes argilo-caillouteux.
- le Würm a été une période progressivement froide, responsable des cônes torrentiels, des éboulis openwork plus ou moins argileux, des grèzes litées et des éboulis les plus frais. Il a été entre-coupé de réchauffements parfois marqués comme au Néotyrhénien et au Laufen.

Les périodes de réchauffement peuvent se caractériser par une inégale densité du couvert forestier.

- le Mindel-Riss est marqué par l'extension de la forêt et une pédogénèse fersiallitique très nette jusqu'au plus hautes altitudes qui ne devaient pas dépasser les 1 500 m.

- le Riss-Würm au contraire se caractérise par une faible pédogénèse et par un modelé de glacis d'érosion sur les piémonts de roches tendres à nu.

Ainsi, les grands versants et le karst sont les deux principaux éléments du modelé de la *Grèce du Nord-Ouest*. Une telle affirmation peut étonner. Elle repose d'une part sur leur analyse morphologique qui démontre leur jeunesse et d'autre part sur leur utilisation par l'homme. Les piémonts des grands versants sont les sites privilégiés des villages depuis la Pré-histoire et les dépressions karstiques sont les terroirs les plus stables et les plus abrités comparativement à ceux du flysch. Les hommes ont en effet toujours plus ou moins délaissé les sommets enneigés, les plaines littorales marécageuses et les vallées inondées par les rivières. L'*Achéloos* dans l'Antiquité a été le seul cours d'eau dont on ait célébré la puissance par une statue. Ces trois domaines en revanche constituent le cadre morphologique dans lequel s'inscrivent karst et grands versants.

LIVRE IIILE CADRE MORPHOLOGIQUE DE LA GRECE OCCIDENTALE

OU

LES ETAPES DE LA FORMATION DU RELIEF

Les traits fondamentaux du modelé s'établissent à partir des grands versants en raison des processus morpho-climatiques qu'ils permettent de reconstituer, et à partir du karst en raison des formes qui permettent d'évoquer la succession des systèmes morpho-climatiques. En fait ces deux domaines s'inscrivent dans un cadre morphologique plus vaste où on peut distinguer le modelé des sommets, les vallées montagnardes du réseau hydrographique, et le domaine côtier. Le Livre III qui leur est consacré met en évidence l'importance de l'instabilité tectonique en tant que cause de l'élaboration de ce cadre morphologique.

1° Partie : Le modelé des sommets

2° Partie : Les vallées montagnardes du réseau hydrographique.

3° Partie : Le domaine côtier.

PREMIERE PARTIE

LE MODELE DES SOMMETS

Il s'agit d'examiner le modelé des sommets de la Grèce occidentale si bien défini par L. Heuzey :

"Les montagnes sont faites d'un calcaire gris qui s'use et s'émousse à la longue. Aussi vues de loin et dans leur ensemble, paraissent-elles trop arrondies..."

Il convient donc de caractériser la dégradation des formes de plissement, d'en préciser les processus et d'en définir les étapes.

Mais c'est en *Épire* que les témoignages sont les plus nombreux. En *Acarnanie*, la compression a été telle que les formes primitives sont entièrement reprises par celles qu'on peut appeler de seconde génération. Cette notion de forme primitive ou de *préopigniture* est une constante de l'évolution de cette partie de la Grèce puisqu'on peut faire remonter jusqu'au Toarcien certains horsts (I.F.P.-I.G.R.S., 99). Aussi la plupart des exemples présentés sont choisis en *Épire* même, puisqu'en *Acarnanie* l'étage des sommets se réduit à des crêtes étroites alors que priment les grands versants.

Chapitre 18 : Dégradation des formes de plissement

Chapitre 19 : Les processus de la dégradation au cours du Néogène

Chapitre 20 : Rythmes tectoniques et paléogéographie au cours du Néogène.

La mise en place progressive du relief de la Grèce Occidentale.

CHAPITRE 18

DEGRAVATION DES FORMES DE PLISSEMENT

L'orographie de la Grèce occidentale est accusée et variée à part de rares plaines côtières marécageuses. Ce relief est conditionné par la structure et par l'opposition entre le calcaire qui forme les chaînons, et le flysch des synclinaux que ravinent des bad-lands.

A. Philippon (137) et C. Renz (144) furent les premiers à mettre en évidence le chevauchement du Pinde sur la zone ionienne et la structure en écaillés de cette dernière. J.H. Brunn (43) montra le renversement du Mikééli et J. Aubouin (01) décrivit les grandes lignes de la structure de la zone ionienne. Les travaux de l'I.G.R.S.-I.F.P. (99) et de l'I.G.R.S.-B.P. (98) en établirent la description et la cartographie définitives.

Après avoir rappelé l'agencement des principales unités structurales et les types d'accidents qui les délimitent, les caractéristiques morpho-structurales de ces reliefs seront définies afin de mettre en évidence l'existence d'un modelé d'érosion dénaturé par les gauchissements tardifs.

1. Les grandes unités structurales.

A partir des observations géologiques, on peut établir les grandes lignes de cette structure plissée.

1.1. Pour l'Épire (Cartes H.T. coupures NW, NE, SE, W) (fig.2 p.24, fig.17 p.68).

- A l'Est, la zone du Gavrovo et le synclinal d'Épire-Acarnanie constituent

une région à couverture sédimentaire très épaisse aussi bien dans les séries calcaires que dans le flysch. La tectonique du calcaire est cassante, composée de failles verticales à rejet considérable. Les accidents les plus importants sont de direction dinarique. (J. Aubouin, 01 ; I.G.R.S.-I.F.P., 99 ; B. Bousquet et J.P. Charre, 38 et 39).

- L'unité du Louros (anticlinorium interne, I.G.R.S.-I.F.P.99).

Sur la bordure orientale, un anticlinal (*Mitsikéli, Xérovouni*) montre une tectonique aiguë avec un renversement local vers l'Est et des variations d'orientation dans la direction générale. Les évaporites apparaissent dans la région de *Vordho*. (Fig. 3, p. 26)

Dans la partie centrale, l'anticlinorium apparaît comme une masse lourde, à mouvements anticlinaux assez larges, cassés par des failles verticales parfois injectées de gypse et de Trias broyé. (fig. 7, p. 34)

Sur la bordure ouest apparaît également un anticlinal, coupé d'injections importantes de gypse vers le Nord (région de *Litsa*) et déversé ou chevauchant vers l'Ouest, au Sud (Région de *Méliana* et de *Stéfani*) et au Nord (région de *Delvinakion*). (fig. 70, p. 366)

L'anticlinal étroit du *Kassidiaris, Kourenton, Thesprotikon*, peut être relié à cette unité qu'il borde à l'Ouest. Il en est séparé par le synclinal pincé de *Dragopsa-Derviziana* qui s'approfondit vers le Sud. (fig. 6, p. 32)

- le synclinal de Botzara-Anorakhi-Ekklissia. (fig. 4 p. 28 et fig. 6 p. 32).

Le synclinal de *Botzara* se caractérise par son épaisse série de Burdigalien. Il est large, assez régulier avec un flanc Est redressé.

Vers le Sud, en même temps que l'anticlinal du *Thesprotos* s'élargit et que les anticlinaux du *Souli* s'abaissent, le synclinal est relayé par ceux d'*Anorakhi* et d'*Ekklissia*. Le premier est recouvert par la nappe du *Za-Longo*. Les résultats sismiques montrent que ce dernier doit se prolonger dans la plaine du bas *Louros* (golfe d'*Ambracie*). La liaison avec les unités de l'*Acarnanie* reste très incertaine (I.G.R.S.-I.F.P., 99).

- L'unité de Souli-Paramythia (fig. 5 p. 30 et fig. 89 p. 448, fig. 78 p. 382).

Ce large anticlinorium apparaît au Sud dans le horst complexe de *Khimadio* et dans l'anticlinal de *Kanallakion-Tourlia*. A partir d'*Ano Despotiko* et vers le nord, les masses anticlinales de *Paramythia* et de *Souli* se développent largement, relayant l'anticlinal de *Tourli* et chevauchant vers l'Ouest.

Le Xérovouni septentrional, l'Arakthos et le Serviana



Au Nord du décrochement de *Pétoussi*, l'anticlinorium se poursuit jusqu'à la frontière albanaise, infléchi vers le NW et compliqué par des relais et des ensembles.

- le synclinal de *Paramythia* (fig. 5, p. 30)

Il débute par un étroit synclinal à *Kanallakion* et disparaît au Sud sous le Néogène de *Nicopolis*. Il se développe au Nord avec un flanc Est renversé par le chevauchement de l'anticlinal de *Paramythia*. Très étranglé au niveau du décrochement de *Pétoussi*, il s'élargit à nouveau à la faveur de l'abaissement d'axe lié à la cuvette de *Riziani*. Il devient difficile de suivre dans le détail et semble se dédoubler de part et d'autre de l'anticlinal de *Langari*. On le retrouve infléchi vers le NW près de la frontière albanaise (synclinaux d'*Ayios Nikolaos* et d'*Ayii Pantès*).

- Les unités occidentales (anticlinorium externe, I.G.R.S.-I.F.P., 99).

Sur le continent, les anticlinaux de *Margarition* et de *Parga* séparés par le synclinal de *Margarition* s'ouvrent largement dans le Lias-Trias. Ils sont chevauchant vers l'Ouest. Au Nord de la cuvette de *Riziani*, l'inflexion des directions tectoniques vers l'W.NW. devient brusque. Tous les accidents de la partie Nord de *Filiatès* conservent cette nouvelle orientation ainsi que les plis du *Farmakovouni*. Cette brusque inflexion doit correspondre à un horst rigide du socle bordé de cassures E.W. dont on peut envisager le prolongement dans les décrochements qui sectionne à *Corfou* l'anticlinal du *Pantokrator* (I.G.R.S.-I.F.P., 99).

- Les îles ioniennes (fig. 12, 13, 14 p. 48, 50, 52).

L'anticlinal (mont du *Pantokrator*) qui occupe la plus grande partie de l'île de *Corfou* est l'unité de la zone ionienne la plus externe connue à l'affleurement.

En revanche, à *Leucade*, ainsi qu'à *Céphalonie*, on peut observer le chevauchement de la zone ionienne sur la zone de *Paxos*.

Ithaque fait partie de la zone ionienne et appartient aux unités les plus externes déversées sur la zone de *Paxos*.

1.2. Pour l'Acarnanie (Carte H.T. coupure SW) (fig. 8, p. 36 et fig. 17 p. 68).

- Le *Xérovouni* (Carte H.T. le couloir étolién).

Prolongement du *Xérovouni épírote*, le *Xérovouni acarnanien* se présente sous l'aspect d'un bloc monoclinal doublé vers l'Ouest dans la région d'*Amphilokhia* par des anticlinaux trapus.

- Le Xéroméros (carte H.T. le Xéroméros).

Cette bande de broyage, nappe d'extravasation unique par ses dimensions en Grèce occidentale recouvre un substratum plissé que l'érosion révèle dans les fenêtres de *Trifos* et de *Drimos*.

- Les Monts d'Acarnanie (cf. carte H.T. La Haute Acarnanie)

Ils se composent au Nord de l'anticlinal du *Bergandis* déversé vers l'Ouest, du synclinal de *Varnakas-Monastiraki* ; des plis transformés en horst du *Gavroulia* et du *Serêkas*.

Au Sud, le massif du *Boumistos* déversé vers l'Ouest se prolonge vers le Nord du golfe de *Patras* par les chaînons du *Vitsi*. Il domine le synclinal d'*Astakos* que sépare de la mer le pli lourd du *Véloutsa-Mégas-Oros*.

La Grèce occidentale se compose donc d'une suite d'anticlinaux droits et d'anticlinaux déversés.

Elle est affectée de décrochements transverses qui débitent les plis majeurs en massifs trapus.

Elle est coupée par des bandes de broyage qui jalonnent les accidents principaux des plis.

Elle est affectée par des styles tectoniques dont la variété dépend de la disposition du socle.

2. Mise en évidence de la dégradation des plis.

On peut comme le fit J. Aubouin (01) se demander quelle est la raison de la lourdeur morphologique des sommets. En effet bien qu'il y ait en apparence conformité de la topographie à la structure, il n'y a pas de véritables formes d'érosion différentielle.

Cette absence s'explique par la lourdeur générale du plissement, par la stratification du matériel, par l'absence d'une véritable alternance roche dure/roche tendre et par une érosion subaérienne efficace au cours du Néogène.



voir Légende générale



Il convient de démontrer que ce modèle d'érosion a existé. Autrement dit, il s'agit de comprendre le modèle des sommets en démontrant que l'incompatibilité des formes actuelles avec la première génération des plis provient de ce qu'elles résultent de la déformation tardive d'un modèle d'érosion. Ainsi, quels que soient le type de structure et son degré de complication, on peut mettre en évidence la réalité d'un modèle d'érosion qui atténuerait une première génération de formes plissées.

2.1. Exemple d'une structure plissée déformant les séries post-liasiques affectées auparavant d'une première évolution morphologique : le bourrelet anticlinal de l'Épire orientale : Xêrovouni, Arakthos, Serviana, Driscos, Mitsikéli, Némertska (Cf. Cartes H.T. coupures NE et SE).

Le Xêrovouni est un anticlinal coffré à voûte assez plate et à flancs raides presque verticaux qui expliquent les tendances au déversement dans l'un et l'autre sens. Il est affecté en outre de variations longitudinales puisque le toit du Vigla est à 400 mètres d'altitude au niveau de la vallée de l'Arakthos, à 1 250 m au niveau de la cluse d'Ammotopos, à 1 400 et 1 500 m de part et d'autre de la combe de Buko. Il est affecté aussi de changements de direction puisqu'au Sud il est orienté vers le NW et qu'au Nord il s'infléchit vers le N.NE en même temps il se déverse vers l'Ouest au Sud et vers l'Est au Nord. De part et d'autre de la cluse d'Ammotopos, l'axe principal ouvert dans le Vigla se complique d'axes structuraux secondaires. On les détermine grâce à des lambeaux d'Eocène qu'on suit à la base puis au flanc du Xêrovouni. Enfin deux failles inverses coupent la voûte au nord d'Ammotopos. A Fanéromini, un système de failles parallèles de direction NE.SW détermine un fossé dans le prolongement de l'axe synclinal d'Eocène qui borde le Xêrovouni (flysch de Markatès et de Fanéromini). Un dernier système de failles transverses de direction NW.SE effondre la voûte anticlinale en 600 m de dénivellation. Au delà, on passe à l'anticlinal de l'Arakthos. Or la topographie du mont en raison de sa simplicité est en quelque sorte indépendante de ces données structurales. (Fig. 67 et 68 p. 360 et 362).

Par exemple, la crête orographique, si elle suit les variations longitudinales du pendage et les changements d'orientation, n'est pas en fait déterminée par la voûte anticlinale. Ainsi au Sud de la cluse d'Ammotopos,

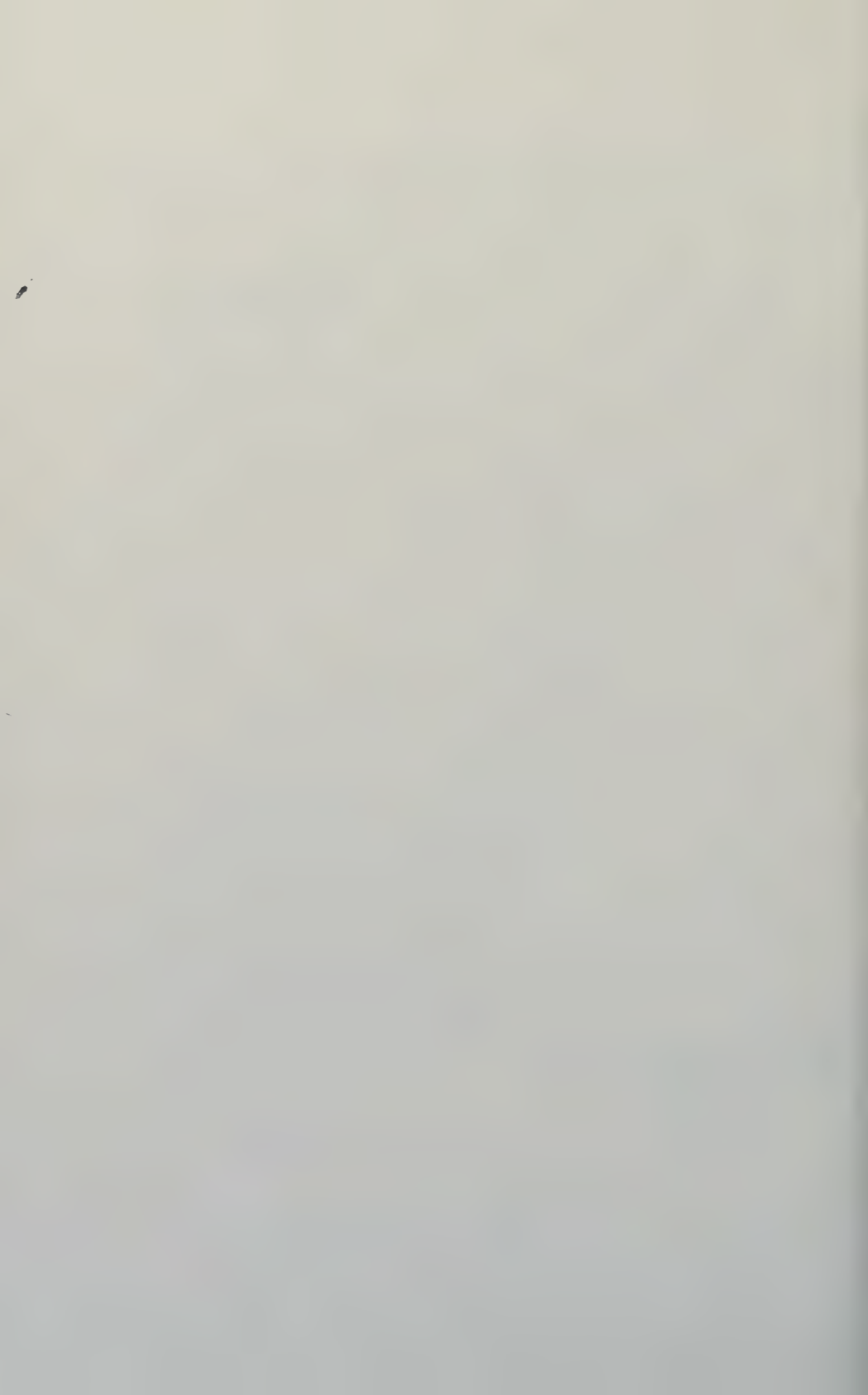
elle est déterminée par le crêt en calcaire sénonien du flanc conforme, en contradiction donc avec la logique de la déformation. De même le flanc inverse qui devrait être le plus abrupt, est un versant où n'apparaît pas l'influence structurale des déformations secondaires. Sa pente régulière est une succession dans le même plan, de pentes exagérées ou atténuées. Cette régularité de la déclivité se poursuit plus au Nord puisque les failles inverses n'y provoquent aucune corniche. Tout se passe donc comme si, un versant ayant recoupé les irrégularités structurales originelles avait été lui-même reployé ou gauchi, après une période d'érosion. En effet, l'axe anticlinal au Sud a été ouvert dans le *Vigla*, lequel plus tendre que le Sénonien tend à donner en contre bas de la crête orographique une combe. Celle-ci est donc d'apparition récente et elle s'est formée aux dépens d'une topographie d'érosion gauchie. (fig.3 p.26).

Le gauchissement s'est en même temps effectué sans entraîner le rejeu des failles. Il en est de même du flanc nord du *Xérovouni* au-dessus du bassin de *Kalendzi*. Malgré un faisceau de failles dont les rejets additionnés entraînent un effondrement de six cents mètres, la dénivellation produite par cet escalier de failles est une pente régulière. Il en est aussi de même pour le flanc occidental entre *Anoyion*, *Boufos* et *Fanëromini*. On a ici un versant atténué dont les failles ont eu leurs escarpements nivelés. Là, cependant certaines ont pu rejouer et provoquer l'apparition de petits escarpements de seconde génération. Ainsi le *Xérovouni* est une voûte récente qui intègre la déformation d'un premier plissement et son évolution. L'actuelle voûte large et gauche a donc enveloppé une ancienne structure plissée et faillée, puis atténuée. Elle permet de mettre en évidence l'existence d'un modelé d'érosion et la réalité d'un gauchissement post-orogénique. Cette topographie et ce type d'évolution ne sont pas localisés au seul *Xérovouni*. Ils se retrouvent au Nord sur les anticlinaux de l'*Arakthos*, de *Serviana* et de *Loutsa Petsa*.

L'axe de l'anticlinal de l'*Arakthos*, comme pour le *Xérovouni*, possède de nombreuses culminations d'axe entre 1 200 m et 1 100 m. Son flanc oriental est assez raide avec des pendages de 35°-40°. En revanche le flanc occidental est assez plat (5°-10°). Autour de *Kaliaradès*, le flysch subsiste en raison de petits effondrements. Or le réseau de failles qui dérivellent la voûte, fait apparaître des lambeaux de flysch sur la voûte anticlinale au-dessus de *Platenoussa* à une altitude de 1 400-1 500 m. Etant donné la similitude de situation malgré la différence d'altitude, il est difficile de ne pas envi-

L'ensemble des Khassidiaris





sager que l'on ait affaire à une même topographie dénivelée depuis peu. Plus au Nord, l'anticlinal de l'*Arakthos* se poursuit à l'altitude de mille mètres par l'anticlinal de flysch du *Driscos*.

L'anticlinal de *Serviana* naît sur le flanc ouest du *Xërovouni* par le jeu des failles de *Pigadia* qui élèvent leur compartiment méridional au-dessus des synclinaux de *Pigadia* et d'*Ellenikon*. L'axe marque un ensellement au col de *Brioskovo* puis remonte, l'axe de la structure s'ouvrant dans le *Vigla* jusqu'à la faille de *Serviana*. Le *Vigla* comme pour le *Xërovouni* affleure dans une combe de flanc dominée par une crête de Sénonien, ligne orographique à 1 130 m. Il faut y voir là aussi un déplacement de l'axe à la suite d'une déformation tardive. Plus au Nord sur ce flanc on observe que le système de failles est resté nivelé. Les flancs de l'anticlinal sont ainsi dérivés d'une topographie dégradée. En effet les flancs de ces anticlinaux ne sont pas des versants structuraux mais une succession de surfaces sub-structurales là où les pendages sont les plus faibles et les pentes atténuées là où les pendages restent les plus forts (60°). Les déformations de seconde génération ont donc gauchi des versants déjà régularisés. Cette situation explique l'absence des éboulis indurés ou openwork sauf aux endroits où il y a eu rejeu quaternaire des failles.

Cette situation affecte aussi le *Mitsikëli*. Il semble qu'à la différence du *Xërovouni*, les failles aient rejoué, car chaque accident est souligné par un escarpement qui brise la continuité de l'ancienne topographie héritée. Sur le flanc méridional, celle-ci recoupe les revers de chaque bloc.

Pour le *Nëmertska*, le lias à *Vassilikon* est dominé par le flanc inverse soulevé à plus de trois cents mètres au-dessus de l'ancien modelé d'érosion.

Ainsi de la frontière albanaise au golfe d'Ambracie, le *Xërovouni* est une unité structurale plissée dont les formes de plissement ont subi une première atténuation. Ce modelé est responsable de la répartition des afflaurements résiduels de l'Eocène et du flysch et de l'ouverture des axes anticlinaux jusqu'au *Vigla* (*Xërovouni*, *Serviana*, *Mitsikëli*, *Nëmertska*), voire jusqu'au Lias.

Les failles syn-orogéniques ont eu leurs escarpements nivelés. Les flancs ont été atténués.

Ce premier modelé d'atténuation a été gauchi. La déformation au Sud s'est effectuée sans rejeu des failles en raison sans doute d'une part plus grande des phénomènes d'origine halocinétique et l'érosion ultérieure a été sélective entraînant la formation de combe de flanc à partir des anciens monts désormais déjetés. En revanche plus au Nord, de part et d'autre des zones de décrochement ou de torsion d'axes, le gauchissement s'est effectué avec des rejeux. Il est en outre responsable du bourrelet anticlinal qui limite à l'Est l'Epire. On peut évaluer la surélévation de l'axe de la voûte, accompagnée d'un déplacement vers l'Est, à 300-500 mètres. Les escarpements tectoniques sont donc de faille, ils font rejouer d'anciennes cassures et peuvent s'accompagner d'injections de Trias.

Les flancs des plis de cette deuxième génération de mouvement dérivent de ce premier modelé atténué. La déformation qui a transformé la valeur des pendages, a ainsi entraîné les conditions les meilleures pour l'apparition des formes morpho-structurales du karst.

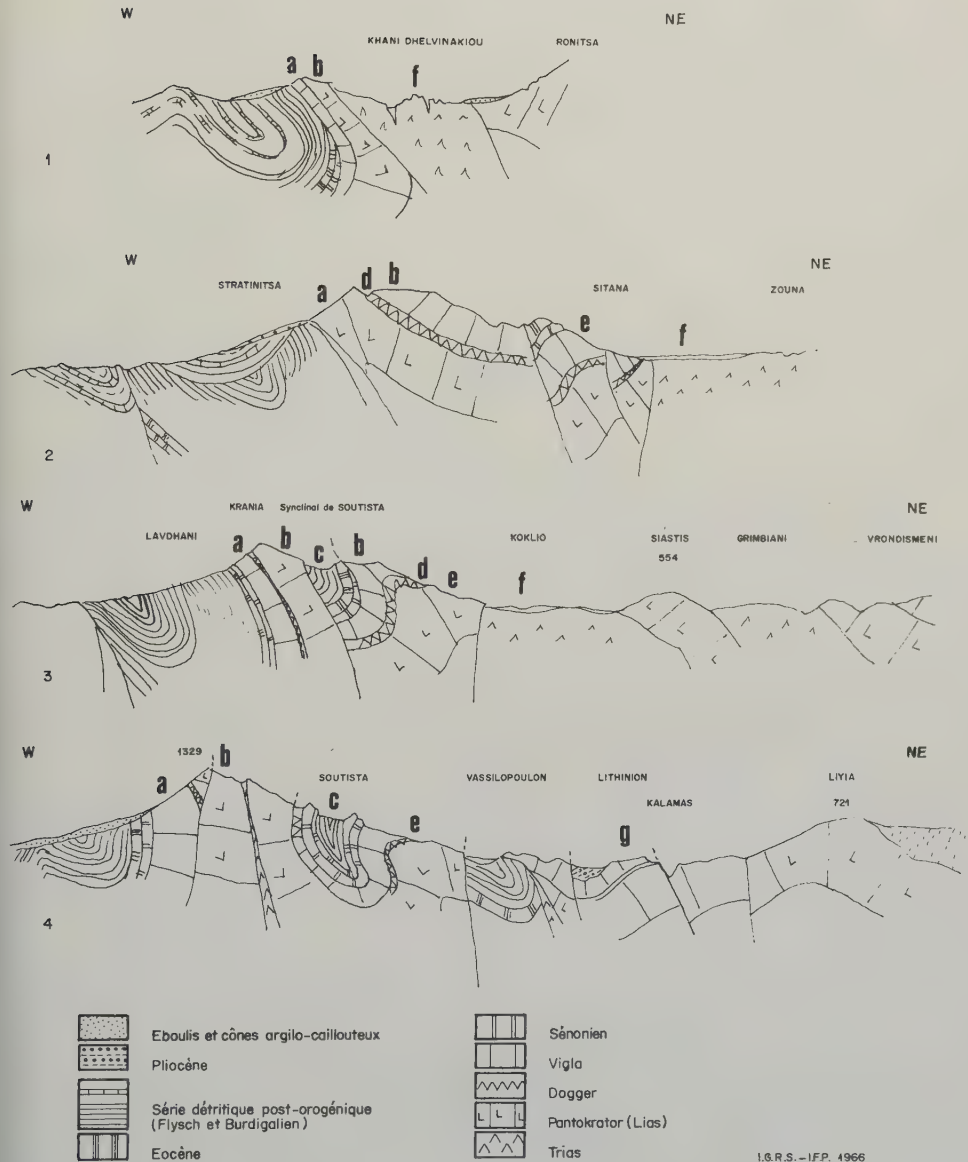
Le *Xérovouni acarnanien* a connu le même type d'évolution. Malgré sa moins grande altitude, il participe ainsi au domaine morphologique des sommets en Grèce occidentale.

On remarque enfin que nulle part on ne peut mettre en évidence de véritables surfaces d'aplanissement. On a affaire seulement à un modelé d'érosion caractérisé par des rides anticlinales atténuées jusqu'au Vigla. Cette particularité tient à une instabilité permanente liée aux phénomènes de l'halocinétisme.

2.2. Exemple d'une structure plissée qui déforme la série calcaire entière ayant subi auparavant une première évolution morphologique : *Kassidiaris*, les monts de Souli et de Mazarakia (cartes H.T. coupure NW et N).

Le *Kassidiaris* surgit brusquement au-dessus de *Dhespotikon* un périclinal haché de failles longitudinales avec des remontées de brèches de Trias. Le contact avec le flysch à l'Ouest est d'abord très redressé, mais normal. Ensuite, il se renverse tout au long du flanc inverse. Dans le *Kassidiaris* même, on peut noter la présence d'une grande faille longitudinale. Le renversement du flanc Est s'effectue sur le flysch à *Soutista*. (fig. 69, p. 364 et fig. 70 p. 366).

Coupes tectoniques dans les monts Khassidiaris



A l'Est de ce chaînon, l'anticlinal d'*Arakhovítsa* assez simple mais légèrement renversé se déverse parfois sur le synclinal de *Soutista*.

L'anticlinal de *Zitsa* qui lui succède plus à l'Est est affecté par d'importants accidents qui chevauchent localement le flysch à *Vassilopoulon*.

La simplicité du modelé n'est pas en accord avec la complexité de la structure plissée décrite. La coupe de *Soutista* (1 330 m) au *Liyia* (730m) montre les faits suivants : (fig. 70, coupe 4, p. 366).

- Du *Soutista* à *Vassilopaulon*, le *Kassidiaris* et l'*Arakovitsa* sont confondus dans une seule pente. A part des irrégularités de relief dues à la reprise d'érosion, les différents affleurements sont en fait tangents à une pente décline régulièrement inclinée vers le *Kalamas*. Il faut y voir les restes d'une topographie atténuée et légèrement basculée à la suite d'un rejeu de la faille du flanc occidental.

- à la base du *Liyia*, voûte de *Pantokrator* aux flancs réguliers, on trouve une surface d'aplanissement qui se poursuit aussi bien sur le *Pantokrator* que sur le *Vigla*. Elle est recouverte par le Pliocène de la cuvette de *Klímatia*, (J. Aubouin, 01). Elle a été brisée ; le Pliocène est piégé dans un petit fossé d'effondrement qui guide la surimposition du *Kalamas*. On peut ici reconstituer l'évolution suivante :

- mise en place d'une structure plissée et faillée.
- atténuation de cette première structure avec apparition de monts dérivés dans le *Pantokrator*.
- déformation par gauchissement et dans le sillon marginal en relation avec le diapir de *Zavrokhon*, installation d'un lac pliocène (petit aplanissement).
- rejeu post-pliocène avec tectonisation et effondrement.

On peut donc mettre, pendant le Néogène, en évidence au moins trois moments d'instabilité de type orogénique. Au cours de cette période s'est mis progressivement en place le chevauchement à semelle d'évaporites (diapir de *Zavrokhon*).

On retrouve un schéma d'évolution semblable pour les monts du *Souli* et de *Mazarakhia*. (fig. 5 p. 30 et fig. 6 p. 32 et fig. 89 p. 448).

Les situations topographiques présentent toujours les mêmes caractéristiques :

- lourdeur des formes qui correspondent aux déformations de la seconde génération.
- mont dérivé soit évidé en combe (*Mazarakhiā*), soit surélevé par faille (*Kakosouli*).
- flanc opposant sur le même plan des versants atténués ou exagérés.
- failles aux escarpements nivelés.
- rejeu de faille qui entraîne des inversions locales de relief.
- aplanissements locaux d'origine lacustre qui traduisent un endoréisme et une courte période de stabilité au cours du Pliocène.

2.3. Exemple d'un réseau de failles tranchant une topographie d'atténuation. La partie méridionale de l'unité du Louros, cas d'une structure à faible rejet (Carte H.T. coupure SE).

De part et d'autre de la route de *Stēfani-Thesprotikon*, les deux masses calcaires qui s'affrontent sont étrangères l'une à l'autre. A l'Est, on a la masse du *Louros* chevauchante, à l'Ouest celle du *Thesprotikon* autochtone. Des liserés de flysch au Nord de *Stēfani*, des lambeaux d'Eocène et de Sénonien au Sud jalonnent le contact mécanique (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Secondairement, la retombée du *Louros* est accidentée de nombreux horsts et grabens selon deux directions orthogonales : (fig. 88, p. 442).

- un système transversal ayant valeur de décrochement est lié au processus du chevauchement (failles de *Limni Ziros* et de *Stēfani*).
- un système longitudinal qui commande les horsts des bandes de broyage accompagnés de gypse. (diapir du *Limni Ziros*).

Au delà, plus à l'Est, vers le *Xērovouni*, on trouve une série de plis, composée successivement du synclinal de *Driofiton Voulitsa*, de l'anticlinal du *Louros* moyen et du synclinal de *Pende Pigadia* (I.G.R.S.-I.F.P. 99). Les plis sont séparés les uns des autres par des failles aux escarpements nivelés.

Le modelé de cette région est constitué de buttes dont les sommets sont tangents à un niveau de 500 m et de 200 m.

A l'Ouest le niveau de 500 m régulier dans le *Pantokrator* et le *Vigla* couronne le *Stavros*, puis s'incline selon une pente exagérée puis

Le mont des Thesprotes



atténuée en raison d'une faille aux escarpements nivelés qui change le pendage du Lias. Cette pente se raccorde au delà de la route de *Thesprotikon-Stéfani*, aux sommets des buttes résiduelles de *Palaia Filippia* et au-delà du *Louros* à celles de *Kambi* et aux bas éperons qui accompagnent la base du *Pirgos (Xérovouni)*. Dans l'embayment de *Nēa Filippia*, le calcaire disparaît sous la formation pliocène (J. Aubouin, 01). (fig. 71, p. 368 coupe 2).

Ces sédiments néogènes sont affectés d'un léger pendage vers l'Est et de failles. Ils recouvrent le diapir de *Filippia*. A l'Ouest ils viennent transgresser sur le Pantokrator de *Nēa Kērassous*. (fig. 71, p. 368).

On peut voir dans ces deux niveaux des gradins cycliques et la topographie aplanie qui cerne le diapir, est ajustée sur le sommet du remblaiement pliocène ; ou bien y voir une disposition due à des gradins de faille. Dans ce cas, les accidents dénivellent une topographie atténuée antérieure. Il ne fait pas de doute que la topographie a été brisée. Le massif de *Nēa Kērassou* avec son sommet lourd et régulier en est un exemple, au-dessus du poljé de *Stéfani*. Il culmine à 500 mètres. De même le Pantokrator et le *Vigla* qui disparaissent sous le remblaiement, en sont une deuxième preuve.

Le niveau de 200 m peut être ainsi polygénique. Il serait dû au recoupement d'un premier modelé d'atténuation par des aplanissements pliocènes. La topographie de dégradation a été déformée et dénivelée à la suite d'une tectonisation pré- et post-pliocène. Cependant tous les aplanissements ne sont pas ajustés sur des séries sédimentaires néogènes. Dans ce cas, il faut estimer que ces replats sont liés à une action karstique consécutive aux déformations gauches pliocènes. Ils sont donc quaternaires.

Cette topographie de dégradation se retrouve sur le *Mont du Thesprotes*. En particulier le revers de *Ktaina* représente un témoin basculé de cette topographie. La crête à 800 mètres est déterminée par le Sénonien résiduel. Le revers ensuite s'incline régulièrement à 500 Mètres. Le poljé de *Stéfani* enchassé dans le niveau de 200 m représente un creusement karstique ultérieur à la suite d'une reprise d'érosion comme le montre le cône ancien de *Tsiropolia* qui disparaît sous le remblaiement alluvial du poljé. Enfin certains escarpements tectoniques ont évolué par recul de miroirs apparus postérieurement au dépôt du Pliocène. Il faut sans doute les mettre en relation avec un jeu d'origine halocinétique comme le prouve la tectonisation du Néogène qui recouvre la bande de broyage du *Limni Ziros*. (fig. 71, p. 368 et fig. 88, p. 442).

La tectonisation est faible et liée à des effondrements puisque la topographie s'étage en gradins. Elle s'est constituée en deux fois puisqu'on peut en raison du Néogène dénivelé définir les épisodes suivants :

- mise en place de la structure chevauchante du bas *Louros*.
- développement de la topographie d'atténuation.
- crise tectonique avec apparition des bandes de broyage.
- comblement néogène des sillons marginaux et développement des aplanissements en bordure des lacs pliocènes.
- effondrement transverse et faible rejeu des accidents longitudinaux au cours du Quaternaire.

Si le modelé de la région du bas *Louros* est lié à des effondrements celui de la région de *Khimadio-Kanallaki* met en valeur le démantèlement d'une topographie atténuée par des accidents à fort rejet. (cf. p. 381 et ss.)

2.4. Exemple d'une structure plissée dérivée en partie d'une topographie atténuée pré-orogénique : le massif du *Louros* (Carte H.T. coupures SE) (Cf. 72, p. 370).

Les exemples précédents ont montré successivement la réalité d'une topographie atténuée post-orogénique gauchie au Néogène (bourrelets du *Xérovouni*), de sa présence sur des chaînons isolés (*Kassidiaris*, *Kourenton*, *Thesprotes*, *Mazarakia*) et sur les anticlinaux occidentaux (*Souli-Paramythia*, *Margariti* et *Parga*). Cette topographie déformée au cours du Néogène a subi une deuxième phase de dégradation au cours du Pliocène et comporte même des aplanissements locaux en bordure des cuvettes lacustres (cuvette de *Klimatia*). Elle a été déformée à la fin du Pliocène (unité du bas *Louros*). Mais la crise tectonique s'est poursuivie au Quaternaire ; elle a été ainsi compartimentée vigoureusement jusqu'à une date récente (Unité de *Kanallaki-Khimadio*). On peut se poser la question de savoir s'il existe une topographie atténuée pré-orogénique si on considère les vastes affleurements du *Pantokrator*. Il semble qu'on puisse la mettre en évidence sur le massif du *Louros*.

Ce massif de calcaire du Lias associe à des formes de primogéniture liasique des anticlinaux très lourds. Déversé vers l'Ouest ce bloc présente une très nette réduction de la colonne sédimentaire post-liasique (I.G. R.S.-I.F.P. 99). Le *Vigla* fossilise en fait l'ancienne topographie du *Pan-*

Fig - 72

Massif du Louros

370 bis



voir Légende générale

tokrator que l'érosion exhume. On peut ainsi distinguer deux topographies atténuées :

- l'une est post-liasique. Elle s'étend déformée sur la partie occidentale du massif au-dessus de la rive gauche du *Louros* entre *Kouklessi* et *Kërassova*.
- l'autre est post-orogénique. Elle s'étend de part et d'autre des rives du *Louros* où elle recoupe la précédente. Elle est déformée par un gauchissement qui a débuté au Messinien. Les rejeux de faille y sont minimes. Cette topographie à l'Est se fond avec celle du *Xérovouni* et au Nord elle se poursuit à travers les plateaux de *Voliana-Zitsa-Grammenonet* le bassin de *Jannina* en dérive après gauchissement. (fig.61 p. 320)

L'unité du *Louros* est une région de montagnes lourdes et atténuées. Mais le modelé actuel se distribue selon un relief commandé par des gauchissements post-orogéniques, qui déterminent l'emplacement du poljé de *Jannina* et la vallée du *Louros*.

2.5. Les unités morpho-structurales.

Cherchons maintenant à regrouper quelques situations décrites plus haut dans le cadre d'unités morpho-structurales plus vastes, comme le massif de *Parga*, et les horsts de l'unité de *Kanalleki*. Et voyons comment s'organisent les unes par rapport aux autres les séquences paléogéographiques qui définissent le Néogène et le Quaternaire.

. L'unité de Parga (Cf. Carte H.T. Parga). (fig. 73 p. 372).

Le massif de *Parga* présente une lourde topographie héritée de la phase d'atténuation burdigalienne et de la crise d'érosion du Pliocène. Ces deux modelés emboîtés dans la région de *Mourtos* ont été déformés depuis, comme le prouve la reprise du chevauchement au droit de *Parga*.

Par une étude détaillée qui porte sur le massif de *Mourtos* on montre comment l'unité de *Parga* et toutes les unités morpho-structurales de la Grèce occidentale ont été atténuées après l'orogénèse et déformée par des mouvements d'origine halocinétique. On montre ainsi que la limite du massif au-dessus du rivage est déterminée par l'extravasation des évaporites et que ce versant a été successivement régularisé et incisé au cours du Quaternaire.

. Le massif du Mourtos.

Cette partie nord des *Montagnes de Parga* est en apparence la région la plus simple du point de vue structural. Elle correspond à un mont dissymétrique dont la voûte étroite portée par le calcaire de *Vigla* est nettement décalée vers l'intérieur du massif. Le flanc conforme oriental est ajusté sur les calcaires sénoniens et éocènes. L'autre flanc enveloppe des calcaires de *Pantokrator* massifs au sommet et dolomitiques à leur base. A la vue de ce dispositif on se demande pourquoi le flanc ouest, le plus ample le moins tendu, est taillé dans les terrains les plus anciens lesquels soulignent en même temps l'axe structuralement le plus haut. Cela revient à se demander comment expliquer la disposition actuelle des affleurements en contradiction avec la déformation structurale puisque les régions les plus hautes portent les calcaires les plus récents (600 m) et les régions les plus basses sont dénudées jusqu'aux assises dolomitiques les plus anciennes sans qu'intervienne une quelconque opposition lithologique. On aurait donc une inversion tectonique. Sa réalisation tardive commande la géométrie des versants et l'intensité des processus morpho-climatiques. (fig. 76 p. 378, coupe)

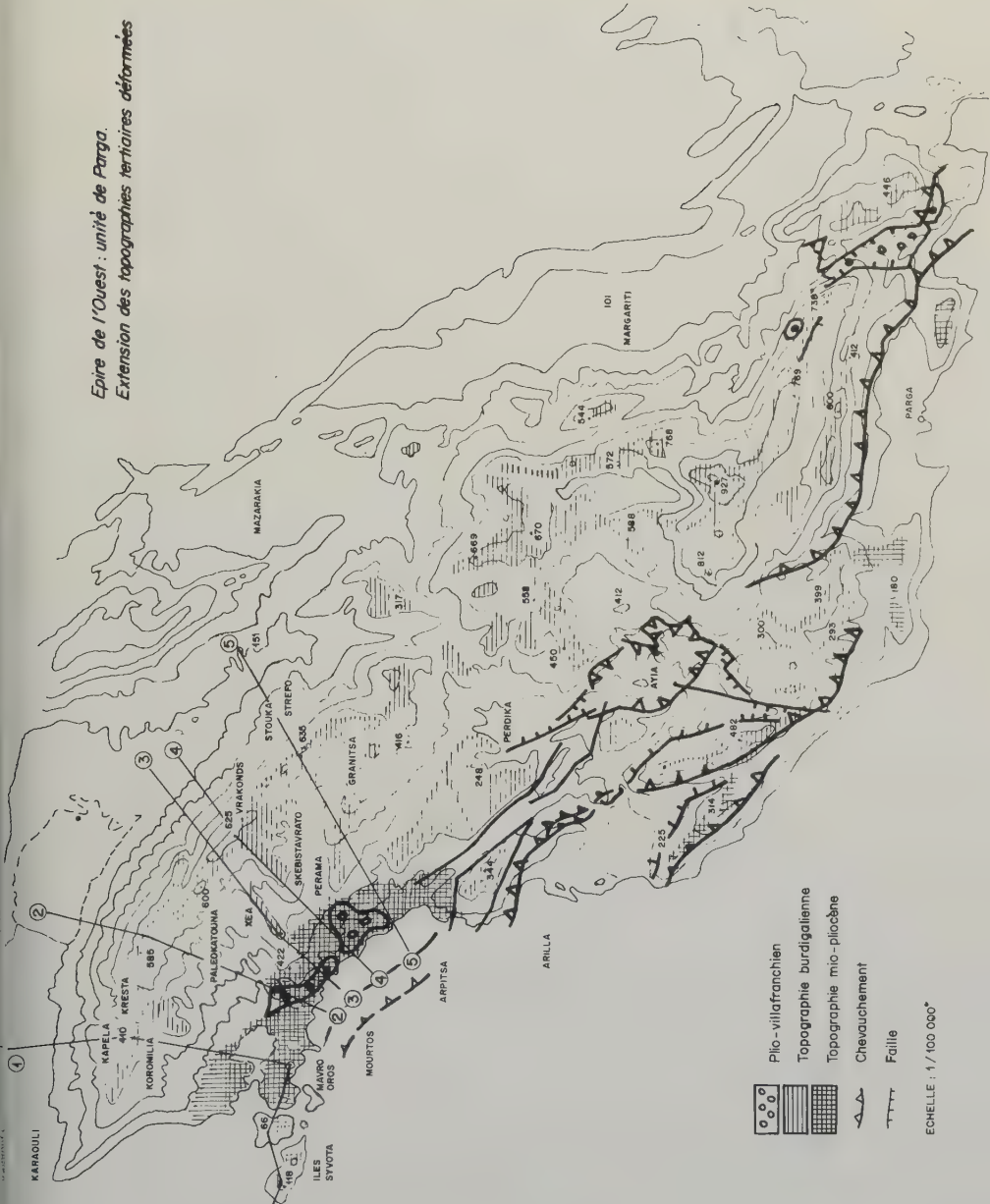
Mise en évidence d'une migration de l'axe de culmination.

On peut le démontrer par la disposition paradoxale des affleurements du *Vigla* et par la présence de conglomérats à la base du versant.

. Disposition paradoxale des affleurements du Vigla.

La disposition des affleurements du calcaire de *Vigla* et des pendages permettent de répondre quand on examine des coupes SW-NE faites à travers le massif (Cf. Fig. 74 et 75, p. 374 et 376). Ces calcaires en plaquettes dolomitisés du reste, apparaissent dans les *îles Syvota* où leur épaisseur est de 350 m. Structuralement, ici, ils se situent dans un synclinal flanqué de deux monts de primogéniture, à l'Est celui de *Mourtos*, à l'ouest celui de l'île *Mavro Oros*, comme le souligne la répartition de l'*Ammonitico Rosso* et des schistes supérieurs à *Posidonies*. Ces mêmes calcaires non dolomitisés et aux épaisseurs moindres (100-150 m) enveloppent ensuite par le NW le *Pantokrator* de *Mourtos* selon une disposition qui révèle un plongement périclinal (versant de *Koromilia*), de surcroît dissymétrique (pendage SW 20° ; pendage NE 40°). Le calcaire de *Pantokrator* affleure donc en une sorte de mont dé-

Epire de l'Ouest : unité de Parga.
Extension des topographies tertiaires déformées



rivé dissymétrique que souligne à nouveau le retour du calcaire de Vigla lorsque celui-ci détermine la crête sommitale actuelle (*Kresta* 586 m).

Il est difficile pourtant de ce contenter d'un tel schéma structural à cause de la présence de Vigla situé à mi-pente sur le versant côtier au lieu-dit *Palëokatouna*.

Ces calcaires situés au-dessus de *Mourtos*, conservés grâce à un angle de faille, possèdent cependant un pendage tel qu'ils font déjà partie de l'autre versant, les pendages comme ceux du *Pantokrator* et des séries intermédiaires (*Ammonitico Rosso* et *Schistes à Posidonies*) sous jacents, sont N 20°. Le village de *Mourtos* est donc situé sur la véritable voûte anticlinale, héritée d'un mont de primogéniture. Son axe, visible sur le versant *Koromilia*, détermine l'orientation et la forme de la pointe littorale *karaouli* et la présence de l'affleurement des dolomies liasiques entre *Mourtos* et *Perdika*. (fig. 75, p. 376).

On constate donc que le Vigla qui cerne *Mourtos*, se dispose selon un pli anticlinal dont l'axe se situe à la base du versant côtier actuel. L'affleurement de *Palëokatouna*, en revanche, appartient au flanc interne même si actuellement il se situe en contre bas de la ligne de crête. Il faut ainsi admettre une migration de l'axe de culmination vers l'intérieur. Celui-ci est d'ailleurs irrégulier comme le montrent les cotes qui jalonnent son élévation progressive du NW vers le SE : 480 m à *Kapëla*, 586 m à *Kresta*, 622 m au village de *Vrakonas* et 636 m à *Stouka Strëpho*. Il faut également penser que la situation actuelle s'est réalisée en plusieurs épisodes comme essaie de les reconstituer le scénario suivant (cf. Fig. 76 p.378).

L'axe primitif du pli, hérité d'un mont de primogéniture toarcien, se situe donc un peu en deçà du littoral actuel. Le mont dès l'origine dissymétrique puisqu'on constate une plus grande épaisseur de Vigla à l'Ouest qu'à l'Est, a été mis en place lors de la première phase orogénique datée du Burdigalien supérieur par les géologues de l'I.F.P.-I.G.R.S. Lors de ce plissement, l'anticlinal a été faillé longitudinalement sur son flanc oriental (faille de *Kresta* et de *Granitsa*). Les abrupts de ces failles à faible rejet ont été nivelés en même temps que la voûte a été atténuée au point que le calcaire du *Pantokrator* a pu affleurer sur de vastes superficies entre *Mourtos* et *Perdika*. Cette dénudation a pu d'autant mieux se réaliser que le Vigla n'était pas épais

au droit de la voûte. A cette première phase d'érosion a succédé une phase de gauchissement qui a déterminé la crête actuelle. Il s'agit de dater cet épisode. Il semble qu'on puisse le faire à l'aide des dépôts conglomératiques que l'on trouve à la base du versant SW et à l'aide de la topographie dans laquelle ils s'inscrivent.

. Les conglomérats de Mourtos : sédiments corrélatifs d'un versant tectonisé.

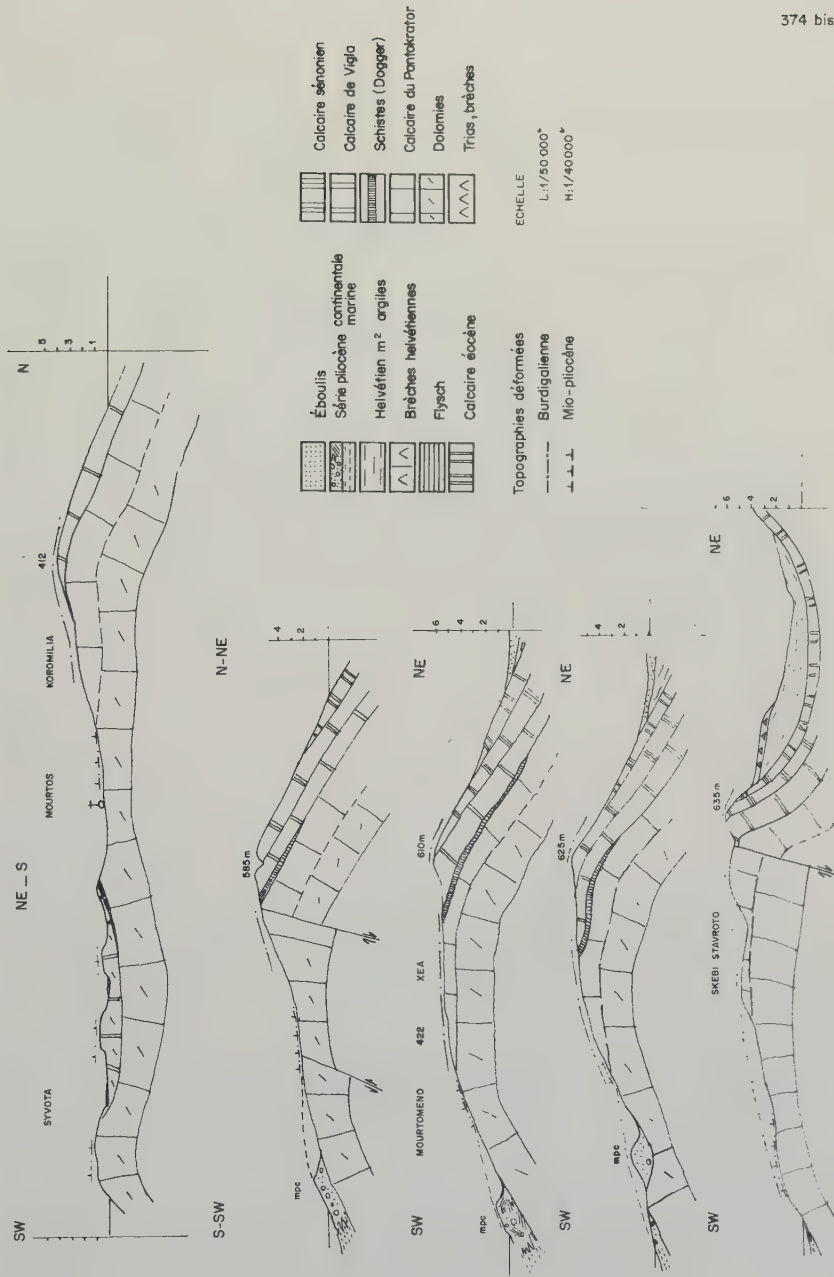
Ces conglomérats peuvent être considérés autant comme des sédiments corrélatifs d'un gauchissement que comme ceux d'un changement climatique.

Ces conglomérats polygéniques alternent avec des lentilles d'argile sableuse azoïque. Peu parlants, si ce n'est que leurs figures de dépôt sont plus proches de celles des nappes ruissellantes que celles des torrents, ils sont peu altérés. Leur forte teneur en argile sableuse rend compte d'une dénudation qui se fait par des processus de désagrégation granulaire actifs dès qu'apparaissent les faciès dolomitiques. La présence des galets de Pantokrator et des séries calcaires post-liasiques suppose en même temps un climat à faible pouvoir de dissolution. Il faut en outre admettre que les versants post-sédaient plus d'affleurements de Vigla qu'actuellement comme l'indique le polygénisme des conglomérats. En même temps les nappes d'eau dénudaient déjà de vastes superficies de dolomies désagrégées. On peut en conclure que les conglomérats grossièrement roulés sont locaux et continentaux. Ils sont aussi postérieurs à la migration de l'axe de culmination lequel a pour effet de faire passer le Vigla de Paléokatouna d'un versant à l'autre et d'entraîner les produits de la météorisation des versants dénudés. Or ces conglomérats sont datés du Pliocène par les géologues de l'I.F.P. bien qu'on ne puisse voir aucun passage latéral avec le Pliocène marin qui affleure pourtant dans la région du golfe d'Arilla. Il semble que l'on puisse toutefois admettre cette datation d'après l'aspect des poudingues du Pliocène marin et de la topographie qu'ils fossilisent, celle d'un sillon marginal de diapir.

En effet, le Pliocène marin qui affleure plus au Sud, est constitué d'argiles bleues qui reposent en accordance sur des conglomérats et sur un banc de gypse. Ces poudingues de base, au faciès comparable à celui des conglomérats de Mourtos, peuvent être considérés comme les dépôts corrélatifs d'une reprise d'érosion provoquée par l'instabilité tectonique des versants. Quant au gypse que les séries détritiques à l'éoussé marin ravinent, il est

Fig - 74

Unité de Parga



l'indice d'une émergence temporaire sous climat sec. Ce climat à pluies violentes s'est sans doute prolongé dans le Pliocène inférieur. Car l'éboulis des galets, leur inaltération chimique, l'abondance de la partie sableuse et l'absence d'argile lithochrome, sans parler de l'éolisation des graviers, sont caractéristiques d'un faciès détritique. Enfin le tarissement des débris les plus grossiers à l'avantage des éléments les plus fins de bas en haut témoigne une transformation des conditions du dépôt. Cette transformation progressive peut s'expliquer soit par la faible altitude de l'arrière pays, le gauchissement n'ayant pas été générateur d'escarpements mais de versants convexes, soit par la disparition des affleurements plus propices à fournir des gravats au bénéfice de la dolomie plus apte à livrer de l'arène, soit par un retour du couvert végétal à la suite d'une évolution climatique plus humide comme tend à le prouver de son côté l'argile bleue. Ainsi les conglomérats reflètent autant un changement progressif du climat qu'une remise en altitude. Le gauchissement peut être daté du messinien ou du début du Pliocène. Le gypse que les galets recouvrent, termine le cycle miocène. Le gauchissement est donc contemporain des bandes de broyage, ou xéroméros, mises en place au messinien. Plus au Sud, le Pliocène marin vient transgresser sur le Trias broyé. Le Pliocène continental se sédimente ainsi dans un sillon marginal et le gauchissement est d'origine halocinétique. La migration de l'axe structural est due à un bourrage de tête d'anticlinal par le Trias évaporitique. En outre, les conglomérats ont été mis en place par une série d'apports latéraux en nappes que suggère la régularité des lentilles caillouteuses jamais affectées de chenaux d'écoulement. La base de ce versant représente donc un glacis d'ennoyage pliocène qui se raccorde à une topographie miocène déformée. Mais ce Pliocène continental est lui-même déformé. Il faut admettre une autre phase de déformation ultérieure. L'actuel versant est donc polygénique. Il s'agit d'expliquer son profil supérieur accidenté de talus éboulés qui ne peuvent être hérités des phases d'érosion antérieures, ainsi que l'ennoyage côtier qui ne permet pas d'observer le passage des sédiments continentaux pliocènes à leur faciès marin.

Le modèle des versants côtiers (Cf. Carte H.T. Parga).

Ce versant conséquence d'un gauchissement à faible rayon de cour-

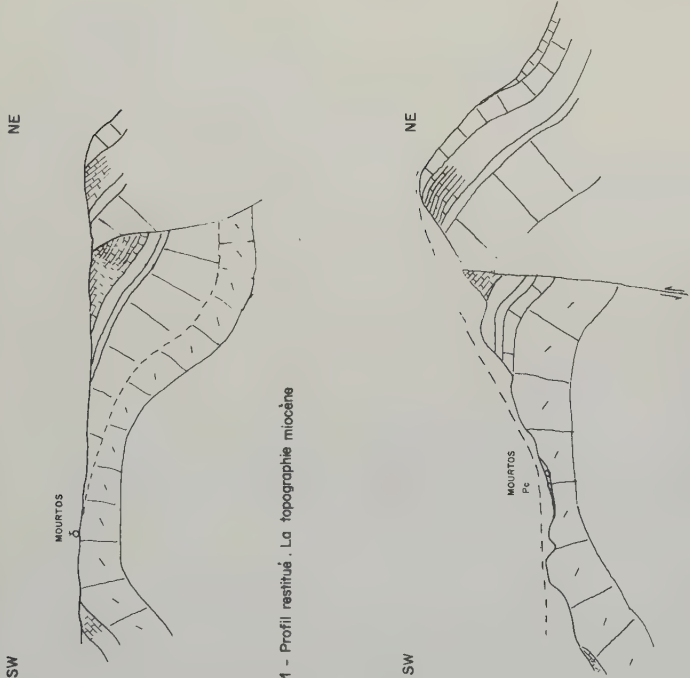
bure présente moins un profil régulier qu'un développement latéral continu. En effet, les isohypses, abstraction faite de la dissection ultérieure, révèlent par leur disposition le modelé hérité. C'est la flexure généralisée entre *Mourtos* et *Perdika* qui donne à cette bordure du massif sa dimension de grand versant calcaire. Son élévation est en effet supérieure à 500 m, sa longueur est de 12 km. Sa dégradation qui est la conséquence directe de la déformation entraîne une irrégularisation du versant. Entre *Mourtos* et *Perdika* s'enchaîne le long du profil une succession de gradins convexes ou à faible pente et de talus émoussés. En plus les torrents côtiers dissèquent cette pente en interfluvés parallèles si rapprochés que chaque éperon porte un nom. Cette diversité des profils qui a pour conséquence d'estomper l'homogénéité du versant acquise par la flexure provient d'une mise en valeur des facteurs structuraux et de la persistance de la flexure.

L'apparition des gradins et des replats est liée à une mise en valeur récente des facteurs structuraux.

Il existe un certain nombre de paliers le long de ces versants dont l'apparition dépend des conditions structurales. (fig. 74, p. 374).

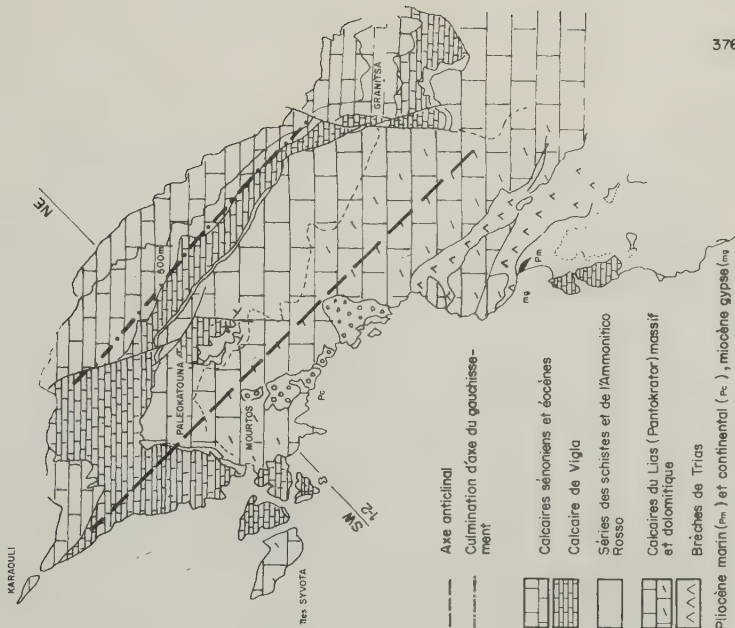
Certains replats se localisent dans une même unité lithologique. Ainsi dans les calcaires de Vigla (versant de *Koromilia*), ils sont liés à des variations rapides du pendage. On observe aussi de tels replats dans le Pantokrator massif. Ils correspondent à la surface structurale de bancs (versant de *Palēokatouna* et versant de *Xēa*).

Certains de ces gradins se réalisent grâce au couple : calcaire massif du Sénonien/calcaires en plaquettes du Vigla qui se conduit comme un couple roche dure/roche tendre en raison des différences de structure lithologique. Le Sénonien massif, épais de 180 m quand il n'a pas été trop atténué par la dégradation pto-éolienne, donne une corniche inégalement vigoureuse. Le Vigla constitue un talus régulier quand le pendage est supérieur à 20° (versant de *Xēa*) ou plus convexe et raccordé à de courtes surfaces structurales à sa base quand le pendage devient inférieur à 10° (versant de *Kapēla*). Le Vigla qui fait ainsi office de roche tendre et active, peut voir son rôle renforcé quand il repose sur un mince feuillet de Schistes à Posidonies (versant de *Xēa*). Le versant de *Palēokatouna* expose le profil le plus irrégulier en raison du redoublement par faille du Vigla et en raison de la plus grande



1 - Profil restitué. La topographie miocène

2 - Profil actuel. La topographie après le gauchissement pontien
Migration de la culmination d'axe vers l'intérieur du massif



Axe anticlinal
Culmination d'axe du gauchissement

Calcaires sénariens et éocènes

Calcaire de Vigla

Séries des schistes et de l'ammonitico Rosso

Calcaires du Lias (Pantokrator) massif et dolomitique

Brèches de Trias

Pliocène marin (m_{m}) et continental (m_{c}), miocène gypse (m_{g})

épaisseur des Schistes (120 m).

Il existe enfin une dernière situation qui favorise l'apparition des gradins, celle du contact du Pantokrator massif et des dolomies. Les conditions les meilleures coïncident avec la faible épaisseur du calcaire massif (versant de *Xča*). La corniche de Pantokrator recule facilement et si le pendage est faible, à sa base, s'allonge un talus très développé. En revanche, le gradin n'est qu'ébauché lorsque la dissection dans les dolomies est trop vive (versant de *Skebi Stravoto*).

Cependant tous les talus n'ont pas une origine lithologique. Certains sont liés à de courts rejeux de faille. C'est le cas pour les versants qui limitent le *Stouka Strēpho* à l'ouest et le *Granitsa* à l'Est. Le rejeu (50m) a surélevé le *Stouka Strēpho* couronné de Sénonien, accentuant l'inversion tectonique inaugurée par la flexure pontienne. Au Sud, un rejeu de même sens, cette fois, a basculé le *Granitsa* vers le NW. Le revers du bloc monoclinal sert de bassin-versant au *Batala*, alors que plus loin les lignes de faille ont été corrodées par les dolines de *Vraknas*.

Cependant certains accidents du profil ne peuvent s'expliquer par les simples conditions structurales. C'est le cas en particulier du modelé qui se développe dans les dolomies entre *Mourtos* et *Perdika*.

. Le littoral de submersion et son tracé s'expliquent par la présence d'une flexure d'origine halocinétique.

Alors que les secteurs aux irrégularités d'origine structurale se situent au-dessus de 400 m en moyenne, en dessous seules les dolomies affleurent. Entre *Mourtos* et *Perdika*, la base du grand versant présente une pente assez régulière dont l'élévation s'atténue du SE vers le NW. Enveloppant, en effet, la retombée du *Granitsa* sur une dénivelée de 400 m, le versant à partir de *Përana* s'atténue et se réduit à des éperons d'interfluves pour n'atteindre au-dessus de *Mourtos* qu'une centaine de mètres. Mais avant d'arriver à la mer, il est marqué par une rupture de pente convexe située assez régulièrement vers 200 m pour disparaître au droit du versant de *Palēckatouna*. C'est à l'endroit de cette déformation que se terminent les chevrons de Pliocène.

En deçà du trait de côte la base de ce versant est jalonnée par des pointements dissymétriques à regard NE, (collines de *Mourtéméno* (77 m)

qui dominant le Pliocène; au-delà du littoral, par des écueils (île *Piramos* et hauts fonds). (fig. 77 p. 380).

Ces îles et ces presqu'îles limitent ainsi une dépression dont la profondeur est de - 12 m. En même temps, elles révèlent un affleurement calcaire ennoyé (hauts-fonds de -3 m) dont on retrouve un témoin dans l'enveloppe sud du golfe d'*Arpitsa*. Ce dernier repose sur une bande de broyage qui sous *Arilla* recoupe la dolomie en longs affleurements qui arrivent à la mer au golfe d'*Arpitsa*. On peut estimer qu'à *Mourtos* le littoral est submergé et qu'il limite une dépression marginale de diapir. Les îles, les hauts fonds et les presqu'îles de *Mourtos-Syvota* sont donc des témoins calcaires, comme le *Nkioutseki* d'*Arilla*, fichés au sommet d'une bande de broyage sous-marine qui prolonge celle d'*Arilla*.

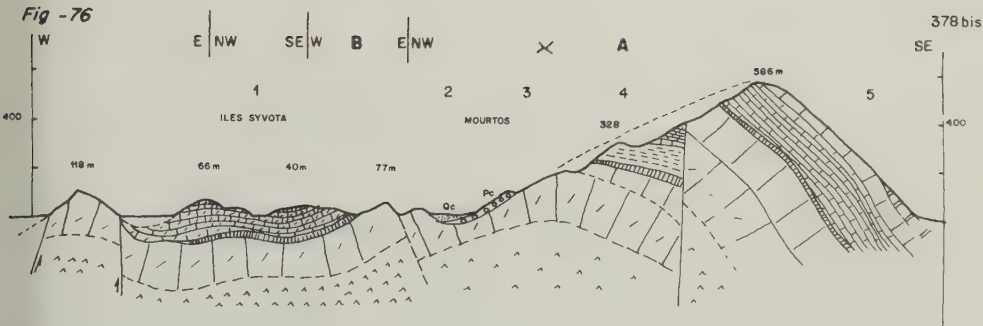
On a ainsi un alignement d'îles calcaires qui représentent le sommet irrégulier du xéroméros, une dépression ennoyée subsidente à -12 m que bornent les chevrons pliocènes et le versant flexuré dolomitique. L'instabilité du versant fut persistante puisqu'à gauche les poudingues du Pliocène. Elle est en relation avec des phénomènes de compression qu'exprime le dispositif d'origine halocinétique. Le versant de *Mourtos* a donc été à nouveau déformé après le Pliocène. Cette déformation qui continue à être un gauchissement, n'a pas créé une paroi calcaire comme le souligne l'absence des talus détritiques bréchiques. Elle n'est pas toutefois sans influencer l'évolution morphologique du versant.

. Morphologie du versant côtier.

Hors de la principale ligne de crête créée par le gauchissement et les flexures, et les irrégularités expliquées par les conditions lithologiques et tectoniques de la façade, on observe un modelé qui échappe en apparence à ces facteurs structuraux. Il est constitué :

- des figures du karst : celles du versant comme les lapiaz ; celles localisées autour de *Varnakas*: dolines ouvertes.
- du profil convexe des collines et des interfluves comme par exemple celui des îles *Syvota*.
- des incisions linéaires de premier ou de deuxième ordre, des rivières côtières et des incisions de versant.

Fig -76



A

Versant pauto-pliocène.

- 5 - Versant conforme régulier
- 4 - Versant gauchi irrégulier (influences lithologiques)



Qc Quaternaire cône

B

Versant sous la dépendance du diapir

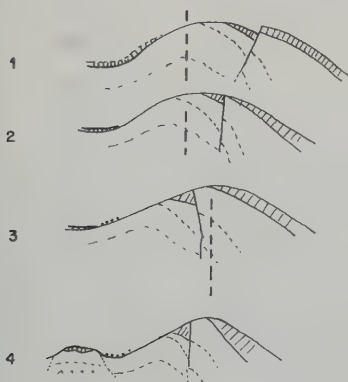
- 3 - Flexure
- 2 - Dépression périphérique de diapir (Pliocène continental gauchi et corrosion karstique, avec cône quaternaire)
- 1 - Sommet du diapir (couverture calcaire tectonisée)



Pc Pliocène continental

L: 1/50 000
H: 1/20 000

Scénario de l'évolution du mont de Mourtos



Pli anticlinal de Mourtos

Atténuation du mont

Gauchissement avec migration de la culmination

Flexure du versant dolomitique et du Pliocène. Diapirisme littoral



Série post-liasique

Lias

Trias

. Les formes karstiques.

. Les champs de lapiés vrais sont rares. Les rainures se développent aux dépens des têtes de lapiés structuraux et passent de la rigole à la cannelure de mur.

. Les champs de lapié structuraux sont les plus courants. Dans le calcaire massif du Pantokrator ou dans le Sénonien ils se découpent selon la trame des fissures. Ils atteignent des dimensions d'autant plus grandes qu'ils se situent à proximité d'une rupture de pente (angle de corniche par exemple). Dans les calcaires de Vigla où la trame des fissures est plus serrée, de telles figures se développent mais leur résistance est moindre et les lapiés se délitent en plaquettes. Dans les dolomies enfin, la résistance mécanique étant encore plus faible, les lapiés structuraux n'ont ni la régularité ni la profondeur de ceux du Pantokrator. Les situations topographiques gênent leur développement puisque la dolomie affleure surtout sur les pentes.

En outre ces champs de lapiés se développent aux dépens de lapiés caverneux d'origine bio-pédogénique.

. Les dolines se rencontrent autour du village de *Varnakas*. Elles sont partiellement remblayées par des débris caillouteux qui proviennent des versants et par de la terra rossa. Ces dolines ouvertes sont actuellement vidangées par un torrent. L'éventration relève soit d'une corrosion, soit d'une destruction par soutirage des sources. Elle est de toute façon postérieure à leur développement.

L'évolution de ces deux formes superficielles s'inscrit dans une phase de reprise d'érosion alors que leur apparition s'insère dans l'évolution d'un karst couvert.

. La convexité des versants et des interfluves

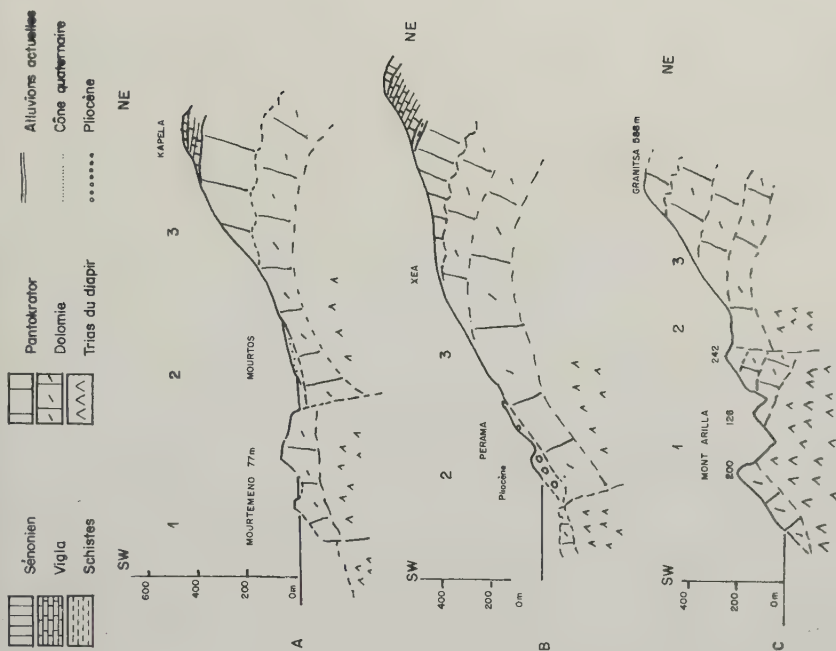
Les versants développent un profil convexe au point que les îles *Syvota* sont une association de collines arrondies séparées par des chenaux étroits que fixent des accidents tectoniques. On retrouve cette configuration aux interfluves de la façade du massif de *Mourtos*. Autrement dit, il n'existe jamais d'angles vifs, car un émoussé généralisé atténue les oppositions lithologiques. Ce modelé est un héritage puisqu'actuellement il enveloppe les lapias qui ont ainsi la valeur de figures formatives d'un modelage en cours. La partie enfouie des lapiés contient encore de la terre rouge. Il faut admettre

que l'émoussé des versants résulte d'une aggradation lente des calcaires sous une couverture végétale dense. La preuve en est donnée par le cône lithochrome de Mourtos enrichi de silex qui proviennent du Vigla ou des schistes. On doit considérer ces silex comme des résidus de la décarbonitisation des sols des versants. Puisque les lapias actuels s'inscrivent dans la convexité du versant, les fissures endogées, colmatées d'argiles rutilantes, sont les témoins d'une évolution à laquelle les têtes des lapiés ne correspondent pas. Les processus ultérieurs ont donc été impuissants, faute de temps ou d'intensité, à détruire le modelé convexe.

. Les incisions linéaires du versant côtier.

Quel que soit le type du calcaire, on observe une dissection du versant assez intense entre Mourtos et Péràma, moindre au-delà jusqu'à Perdika. Les principaux torrents côtiers convergent, en effet, vers Mourtos. Leur relatif parallélisme s'explique par leur adaptation au versant gauchi et leur convergence par une subsidence d'origine halocinétiq^{ue}, sans doute, plus prononcée à Mourtos. Leur adaptation à la pente tectonique est révélée par le torrent Koromilia qui s'écoule à contre-pendage de la retombée périclinale en ouvrant une combe au profil dissymétrique et par les torrents du versant de Paléokastritsa qui recoupent la faille aux abrupts nivelés en poussant leurs sources jusqu'à Kresta. Les torrents démantèlent un versant pliocène. En effet, les vallées profondes d'une centaine de mètres n'aboutissent pas aux placages de Pliocène ; ou elles les contournent comme à Péràma isolant en chevron ces poulingues ; ou elles s'y surimposent comme à Mourtos. Elles sont donc postérieures puisque les limites de l'affleurement leur sont indépendantes, et elles représentent une incision quaternaire. Les rivières qui lacèrent toute la façade et celles qui incisent seulement sa partie inférieure, peuvent représenter deux générations d'incision que départagerait le mouvement de flexure. Les plus courtes représentent les entailles les plus récentes, les plus longues dont la profondeur augmente à la traversée de la zone flexurée, les torrents antécédents. Ainsi la dégradation du versant par les torrents a pu se développer en deux temps. Dans la région de Syvota, certaines rivières s'écartent en effet d'entailles antérieures comblées par le cône rouge de Mourtos. Il se développe enfin un réseau secondaire à partir des rivières côtières. Ces vallons incisent faiblement les versants des interfluves. Leur nombre est

Le versant côtier entre Mourtos et Perdika

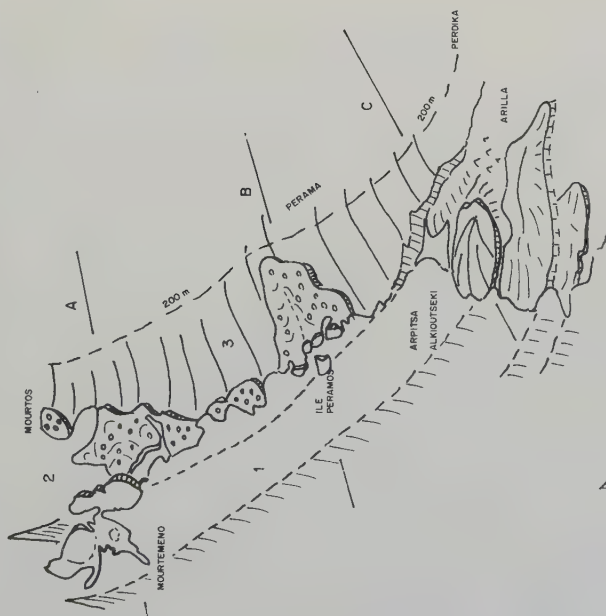


L: 1/50 000*
H: 1/20 000*

diapir avec témoin calcaire en couverture

Le littoral entre Mourtos et Perdika

- 1 Diapir avec ses témoins calcaires
- 2 Dépression périphérique de diapir
- 3 Versant flexuré dolomitique sous l'ischypse 200m, en bordure du diapir



plus élevé dans les calcaires en plaquettes et dans les dolomies que dans les calcaires du Pantokrator aux lapias structuraux plus abondants.

Il faut donc penser que les fissures étaient obstruées ou par de l'arène dolomitique, ou par des sols, ou par des concrétions.

Or le cône de *Mourtos* représente l'érosion de sols de type fersialitique. Ces derniers couvraient tout le versant comme en témoignent les lapiés enfouis et la terra rossa des dolines sommitales. En outre ces dernières indiquent que leur éventration est postérieure à leur formation.

Au karst fermé a succédé la formation d'un karst superficiel qui montre que les incisions linéaires sont postérieures et dues à une reprise d'érosion climatique qu'accompagne un léger gauchissement du versant. La reprise d'érosion a entraîné l'éventration des dolines, une dissection des versants et un nouvel approfondissement du karst superficiel.

Ainsi le versant de *Parga* créé par la crise tectogénique messinienne a été déformé à nouveau au Quaternaire. La présence du Trias explique que les déformations ont été des gauchissements ou des flexures. Ce schéma se retrouve à propos des versants bordiers des principales unités morpho-structurales de la *Grèce occidentale*. Quand ces derniers ne sont pas des parois ou des versants à talus détritiques quaternaires, on peut dire qu'ils sont le résultat de la déformation d'une topographie d'érosion néogène. Faute d'une altitude suffisante, ils sont restés dans le domaine de la forêt et l'évolution des pentes fut avant tout karstique comme l'indiquent l'abondance des lapiés et la présence des dolines. Leur profil dérive donc d'une lente aggradation de la topographie néogène gauchie. Une telle évolution commande le modelé du Koudentron, celui des gradins calcaires de l'*Épire orientale* (massif du *Louros*, région de *Jannina*) et des chaînons calcaires de l'*Acarnanie méridionale*.

Exemple d'un réseau de failles tranchant une topographie atténuée : les horsts de khimadio-Kanallaki : cas d'une structure faillée à fort rejet (Carte H.T. coupure W.).

Les deux anticlinaux de *Khimadio* et de *Kanallakion* décalés mais parallèles sont un bel exemple de relief faillé par des accidents verticaux. Ces accidents permettent la remontée des évaporites. Or l'examen des coupes montre que le modelé est un assemblage de versants à pente atténuée ou exagérée sur les revers des blocs et d'escarpements de faille frais ou régularisés.

Le rejeu est postérieur au Plio-pleistocène qui fossilise une partie du horst de *Khimadio* et le Pantokrator de la région de *Loutsá*. Le Plio-Pleistocène s'avance donc sur une topographie atténuée pré-pliocène ou pliocène.

Les rejeux sont donc quaternaires et portent à 850 m certains sec-teurs. Le modelé contrasté est lié à des rejeux très récents. Les escarpements ne sont atténués que par des éboulis openwork du dernier maximum froid.

Interprétation du modelé (cf. fig. 78 p. 382).

A. : Versant structural de *Vēlanidhía* dans les calcaires lités de l'Eocène. La surface atténuée qui enveloppe des lapiés structuraux à perforations bio-pédo-géniques et à surcharge de lapiés vrais s'ajuste sur un versant structural dé-terminé par la retombée périclinale de l'anticlinal de *Paramythia* (Korès).

Ce mont en bout de cigare est sous-tendu par le Sénonien. Il est affecté d'une combe de flanc dont le versant oriental est atténué par une brèche de pente. Un horizon argileux s'y intercale et contient : Kaolinite 29 %, illite 14 %, montmorillonite 21 %, chlorite 21 %, attapulgit 15 %.

La brèche de pente remblaie une incision antérieure qui date du Quaternaire supérieur à la suite d'un rejeu (calcaire broyé).

B. : Synclinal d'*Ekkliissia*

Synclinal de flysch exagéré par faille au droit de *Vēlanidhía*. Dans le bassin d'*Ekkliissia*, le flysch disparaît sous la formation de *Rhadovizi*, elle-même passant sous le Burdigalien vers l'Est. On observe dans le flysch, une topographie surbaissée qui correspond à des versants-glacis par colluvionnement. Ils atténuent d'anciennes incisions (épisode du dernier maximum froid humide puis sec). Au-dessus subsistent de longs interfluves qui correspondent à une topographie antérieure dont la partie amont passe sous les éboulis (topographie de l'inter Riss-Würm). Enfin une topographie plus ancienne subsiste au sommet des buttes du Burdigalien. Elle est à mettre en relation avec l'incision de la combe de Korès (topographie du Riss).

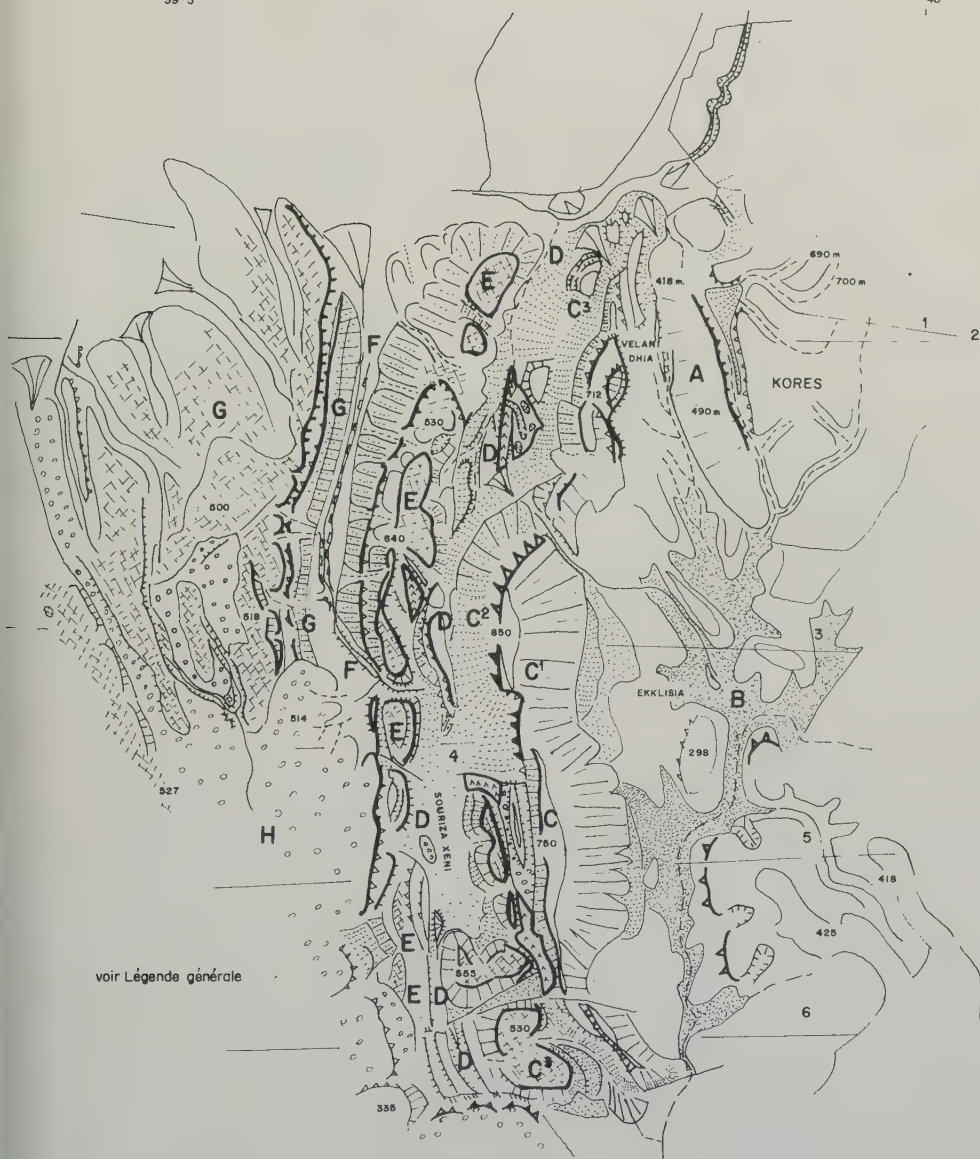
C. : Horst de *Khimadio*

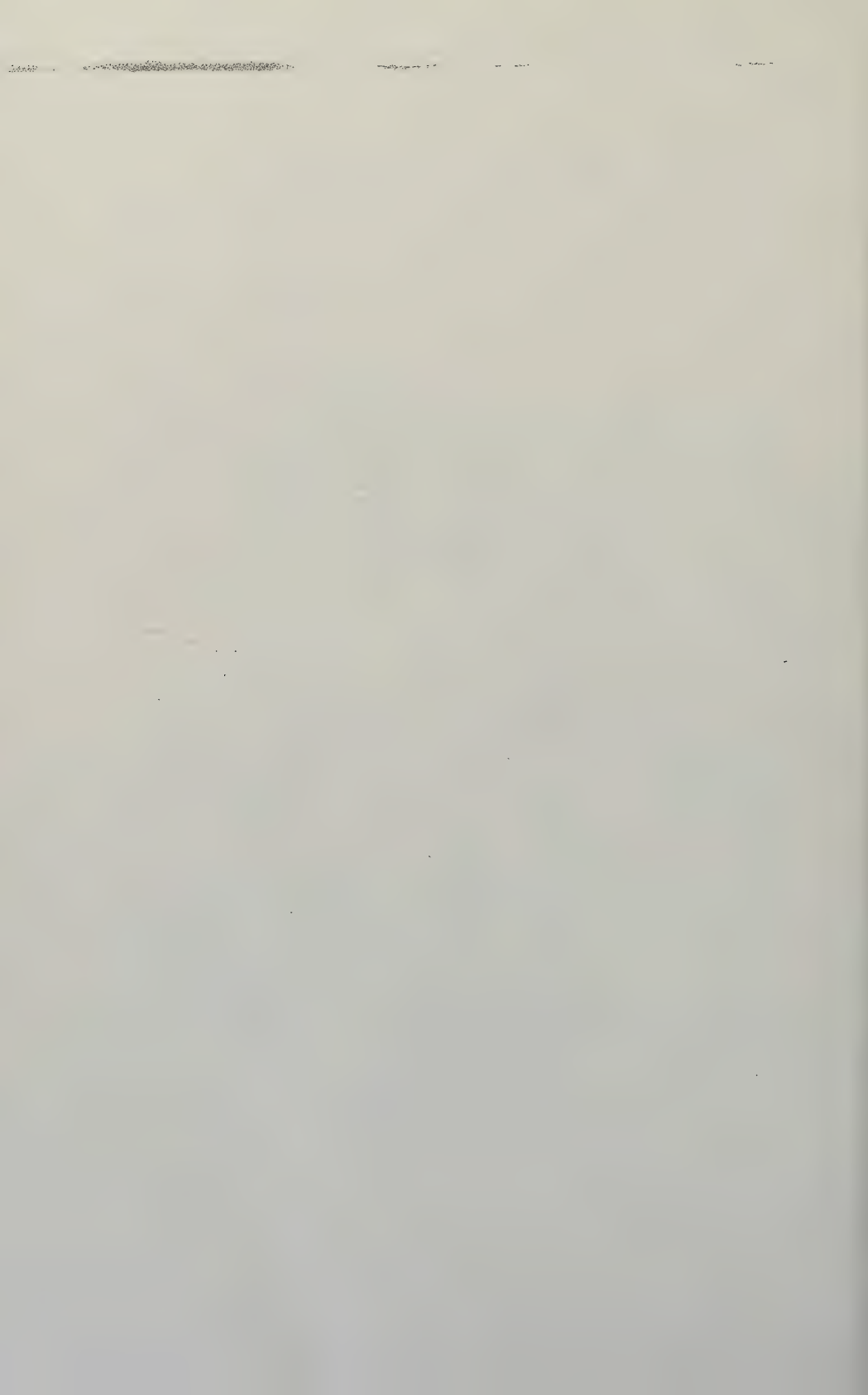
Il présente au-dessus du synclinal d'*Ekkliissia* un versant d'Eocène qui du Nord au Sud est une barre dédoublée en raison de la présence du Dogger

Interprétation géomorphologique de l'unité de Kanallakion - Khimadio.

20°35'
39°5'

40'





intercalé entre le Pantokrator à l'W et les calcaires post-liasiques à l'E. Le horst devient progressivement un crêt en raison de l'augmentation d'épaisseur de la série post-liasique sans doute par redoublement tectonique des affleurements. On a ici un escalier de faille régularisé. En même temps on constate une surélévation plus importante au droit d'Ekkliissia à la suite du refoulement des évaporites. Au front ouest affleure en effet le Trias.

Au Sud, le horst se dédouble à nouveau. Le crêt devient une barre en perdant de l'altitude. Le Lias en revanche s'individualise en raison d'une faille injectée de gypse au point de donner un horst dissymétrique.

C1 : Le crêt de calcaire post-liasique comporte un versant oriental régulier (inférieur à 30°) affecté d'un système de rigoles (chenaux cryo-niveaux séparant des interfluves convexes). A la base on observe deux tabliers d'éboulis. L'éboulis inférieur légèrement induré se rapporte à l'épisode froid et sec du Würm. Il est légèrement lité et induré en surface. L'éboulis supérieur est tardiglaciaire. Au Sud il s'emboîte dans le versant révélant ainsi la part du ruissellement lors de la fonte des neiges. On remarque enfin que le talus d'éboulis se localise dans les secteurs dont la pente était à l'origine supérieure à 30° en raison d'un mouvement tectonique affectant l'autre face. Le sommet du versant dérive d'une topographie atténuée du plio-quaternaire comme le prouve le conglomérat pliocène piégé dans le fossé tectonique ouest.

C2 : la face orientale présente une atténuation très importante et récente. De vastes talus d'éboulis recouvrent d'abord partiellement puis totalement le Vigla. Leur abondance s'explique par le broyage tectonique. Les talus fossilisent au Nord un couloir d'érosion différentielle dans le Dogger altéré par l'épisode Mindel-Riss. Puis ils envahissent le synclinal d'Aldhona; enfin, une rigole ouverte dans le gypse. Le long couloir peut être considéré comme l'ébauche d'un sillon marginal d'une bande de broyage. On a un versant particulièrement vif encore aujourd'hui. La régularisation étant actuelle, on peut estimer que le rejeu de la faille injectée de gypse est très récent puisque le gypse et le pliocène ne sont pas encore recouverts par les éboulis. Si on considère que les éboulis d'Ekkliissia sont au plus tôt du Würm 3, le mouvement se place donc à ce moment.

C3 : le horst de *Khimadio* (partie liasique) s'individualise en raison d'acci-

dents méridiens parallèles et de failles transverses. Au Nord il se réduit à des buttes de Pantokrator inégalement ennoyées sous l'arrivée des éboulis actuels. Au centre, il disparaît pour se développer au Sud en donnant des reliefs géométriques qui culminent à plus de 500 mètres. Les buttes jalonnent en fait le cap rock (brèches de Trias) d'une faille diapir (gypse). On peut donc considérer que les sillons qui l'accompagnent sont appelés à devenir des sillons marginaux de diapir. La structure est ancienne puisque le Pliocène conglo-mératique fossilile le Trias. On peut donc considérer le sommet de ces blocs comme des restes de la topographie pliocène basculée depuis par des rejeux récents (injections de gypse), liés à une distension.

D. : Le synclinal d'Aïdthonia

Le synclinal est géologiquement prouvé au Nord en raison du flysch qui l'atténue. Au Sud, il disparaît dans le poljé de *Souriza Xēni* pour disparaître à nouveau le long de la face ouest du horst de *Khimadio*.

Le val est au nord fossilisé sous des apports détritiques. Par incision récente, ils peuvent donner des versants-glacis perchés. Au centre le val devient le poljé de *Souriza Xēni*. Le poljé englobe le val et un bloc affaissé appartenant au horst de *Khimadio*. En fait c'est un pseudo-poljé. Le remblaiement et son remaniement doivent plus au ruissellement nival qu'à la dissolution karstique. Le gisement de Pliocène qui s'y trouve jalonne une topographie d'atténuation brisée par failles. La dislocation est récente. Les escarpements périphériques sont donc des versants tectoniques qui datent du Pléistocène supérieur.

Le val montre comment une faille diapir provoque la transformation d'une structure conforme en sillon marginal.

E. : L'anticlinal de Kanallakion

Sa structure est visible au Nord. L'anticlinal est un pli coffré qui déjeté plus au sud devient un mont dérivé. La voûte pénéprimitive au Nord dérive d'une topographie atténuée pliocène. La combe est d'apparition récente, liée à la différence de résistance du Vigla et du Sénonien vis à vis des processus cryo-niveaux. Sur le versant ouest un versant régulier s'emboîte dans la topographie sommitale. Le versant est hérité d'un escarpement tectonique à rejeu récent. La disparition des éboulis est liée à l'étroitesse du

val de *Kanallakion* et à sa forte pente vers le Nord. Il y a donc un effet morphologique sur l'évolution des vaux à partir de leur calibrage. Les topographies surbaissées se conservent à condition que la largeur du val soit supérieure à l'élévation des versants bordiers.

L'anticlinal est ensuite hâché par un système de failles dont la principale est une faille diapir. Elle disloque le mont atténué. Le versant Est est un horst dissymétrique constituant un crêt. Le versant ouest est une barre au sommet régularisé. Le mont dérivé à coeur diapirique est réduit à une barre de *Pantokrator*.

Plus au sud, le mont disparaît sous le Pliocène.

Cette topographie a acquis sa disposition depuis peu.

Les escarpements sont en voie de régularisation.

F. : Le val de Kanallakion

Exagéré par faille, il disparaît au Sud sous le Pliocène. Il sert de drain à l'exutoire du *Souriza Xéni*. Son modelé est celui des bad-lands.

G. : L'unité de Margarition

Au Nord, son flanc est une pente régulière. Il est dominé par un escarpement tectonique dans le *Pantokrator*, déterminé par un jeu récent de la faille.

L'unité de *Margarition* s'abaisse vers la plaine de l'*Achéron* par de longs versants convexes. Ces versants dérivent d'une topographie plio-quaternaire (étage bio-pédogénique permanent). Elle a été brisée par des failles récentes qui entraînent la conservation du mio-pliocène dans les angles de faille.

Au total, on a une topographie plissée, atténuée et brisée par des failles récentes. Les versants d'origine tectonique sont en voie de régularisation. Dans les zones à rejeu moindre, il s'est exercé une érosion différentielle qui entraîne l'apparition de corniches d'ablation et de formes structurales : mont dérivé, chevrons.

On peut mettre en évidence l'influence d'une limite morpho-climatique en relation avec les rejeux récents. Les rejets de l'ordre de 150 - 200 mètres ont fait passer le horst de *Khimadio* de l'étage bio-pédogénique permanent à l'étage cryonival. Cette limite se situe à l'altitude de 700 mètres.

On voit ainsi que dans les régions les plus accidentées par faille,

la topographie néogène se conserve à condition que les reliefs n'atteignent pas l'étage où au Quaternaire sévissaient les processus cryo-nivaux. Cette topographie réduite à des lambeaux peu étendus a été lentement aggradée par des processus bio-pédogéniques au cours du Quaternaire quand elle se situe en-dessous de 500 mètres. Le modelé post-néogène dépend donc d'un étagement morpho-climatique où les fluctuations de l'étage supra-forestier sont fonction du climat et de l'instabilité tectonique.

3. Réalité de la topographie d'atténuation pré et post-orogénique.

En Grèce occidentale, on peut donc mettre en évidence l'existence d'un modelé d'atténuation.

On constate en effet :

- une distribution actuelle des lambeaux résiduels de flysch ou des séries calcaires érodées selon une disposition qui ne correspond pas au modelé actuel mais relève d'une topographie antérieure.
- un désaccord des actuelles crêtes orographiques avec les voûtes structurales originelles.
- un nivellement de nombreuses failles.

Ces faits sont liés à une érosion, antérieure aux mouvements responsables du relief actuel.

On peut donc montrer que la topographie d'atténuation a été déformée par un gauchissement post-orogénique et par des rejeux de failles qui engendrent un étagement de la topographie et des systèmes morphogéniques.

On met ainsi en évidence un changement de style dans les phénomènes tectoniques et une mise en altitude récente pour laquelle les failles verticales ont joué un rôle prépondérant.

On peut se demander aussi si l'atténuation a été pré-orogénique. Autrement dit existe-t-il en Grèce occidentale une phase de préparation ? Dans ce cas il est obligatoire d'étudier la composition lithologique des séries sédimentaires qui ont ainsi une valeur de séries détritiques pré-orogéniques, datées du Néogène ou du Paléogène (Cf. Chapitre 19).

On peut aussi se demander quelle a été l'efficacité de l'atténuation post-orogénique ? Il s'agit alors d'observer sur quel faciès du substratum s'avancent les séries détritiques post-orogéniques et en les examinant

reconstituer les processus, afin de définir le modelé d'érosion (cf. chapitre 19).

Il ne fait donc pas de doute que la topographie des sommets des montagnes de *Grèce occidentale* dérive d'un modelé d'érosion parfois pré-orogénique, plus généralement post-orogénique. Ce modelé a été gauchi au messinien, remodelé au Pliocène (réseau fluvial et cuvettes lacustres), à nouveau cassé ou déformé au Pleistocène ancien, puis vigoureusement brisé à partir du Quaternaire ancien et moyen (crise mindélienne). On comprend que cette topographie où figurent des pentes faibles, ait pu être profondément altérée par la crise bio-altérante du Mindel-Riss. L'héritage néogène commande ainsi directement l'intensité des processus karstiques. Il y a aussi une relation directe de cause à effet entre la morphogénèse et l'halocinèse. Les déformations halocinétiques génératrices de faible altitude ont maintenu dans l'étage de biopédogenèse permanente, la plus grande part du relief de la *Grèce occidentale*. Il faut attendre le Mindel pour que les parois calcaires apparaissent, pour qu'apparaisse le domaine des grands versants caractérisés par un étagement altitudinal et par des talus de débris.

En outre les différents exemples décrits démontrent que la répartition des régions morpho-structurales n'est pas fondée sur la seule distinction des zones isopiques.

Le découpage régional géomorphologique doit tenir compte :

- de l'instabilité fréquente des évaporites du Trias
- de la déformation pré-orogénique du Pantokrator
- des variations d'épaisseur des séries calcaires post-liasiques.
- des rythmes tectogéniques que révèlent les séries pré- et post-orogéniques.

Selon le groupement de ces quatre traits fondamentaux, on peut définir les régions morpho-structurales suivantes :

- l'*Épire orientale* : paliers et bourrelets de calcaires post-liasiques et domaine des grandes vallées ou des dépressions lacustres en relation avec une halotectonique incomplètement réalisée.
- l'*Épire du Nord* : importance des bas-pays et isolement des chaînons montagneux en raison d'une vigoureuse halocinèse qui révèlent de nombreuses bandes de broyage diapirisées.
- l'*Épire méridionale* : région d'ensellements et de piémonts.

- *l'Epire occidentale* : démantèlement tectonique de l'orographie semi-rigide liée au Pantokrator.
- *l'Acarnanie* des massifs calcaires assemble les caractères de l'Epire méridionale et occidentale.
- *l'Acarnanie orientale*, ceux de l'Epire de l'Est et du Nord
- les *îles ioniennes* sont liées à la fragmentation d'un domaine côtier et à l'apparition d'un arc insulaire en relation avec une compression en bordure de plaque.

Cette situation tectonique particulière qui allie une compression importante à une instabilité d'origine halocinétique à partir du Messinien explique que les topographies d'érosion post-miocènes sont rares en *Grèce occidentale* ainsi que les formes dérivées reprises par des formes primitives de deuxième génération.

CHAPITRE 19

LES PROCESSUS DE LA DEGRADATION AU COURS DU NEOGENE

Les travaux de l'I.F.P. ont montré que les séries détritiques pré- et post-orogéniques pouvaient être interprétées comme les séries corrélatives d'une érosion locale. Leur matériel et le modelé du substratum fossilisé permettent de définir les systèmes morpho-climatiques responsables de l'érosion réalisée au cours du Néogène (Cf. Chap. 9 p. 142).

1. Le type de matériel pré-orogénique

Le flysch ionien est une série hétérogène composée de flyschs et de molasse. Le flysch provient des zones orientales (J. Aubouin,⁰¹), mais il peut être le résultat d'un remaniement local (I.G.R.S.-I.F.P., 99). On peut ainsi distinguer dans la zone ionienne quatre types de séries sédimentaires (Fig. 79 p. 390 et tableau 1 p. 61).

1.1. Les flyschs

a) - Le flysch de base des zones les plus externes est semblable au flysch du synclinal d'*Épire-Acarmanie*. Cette série se dépose de l'Eocène supérieur à l'Aquitaniens compris. Sa caractéristique principale est sa diminution d'épaisseur d'Est en Ouest. La série est continue et sans discordance. Cette variation d'épaisseur est liée à une diminution de la sédimentation vers l'Ouest. Engendrée par des effets de barrières liés à l'unité du *Louros* et à celle de *Paramythia-Souli* au cours de l'Eocène, le flysch de base dispa-

raît progressivement vers la zone apulienne. Il en est de même en *Acarnanie* (I.G.R.S.-B.P., 98). Sans être absent, il est extrêmement réduit.

b) - Avec les formations suivantes, on peut mettre en évidence dans la zone ionienne l'existence d'une phase pré-orogénique.

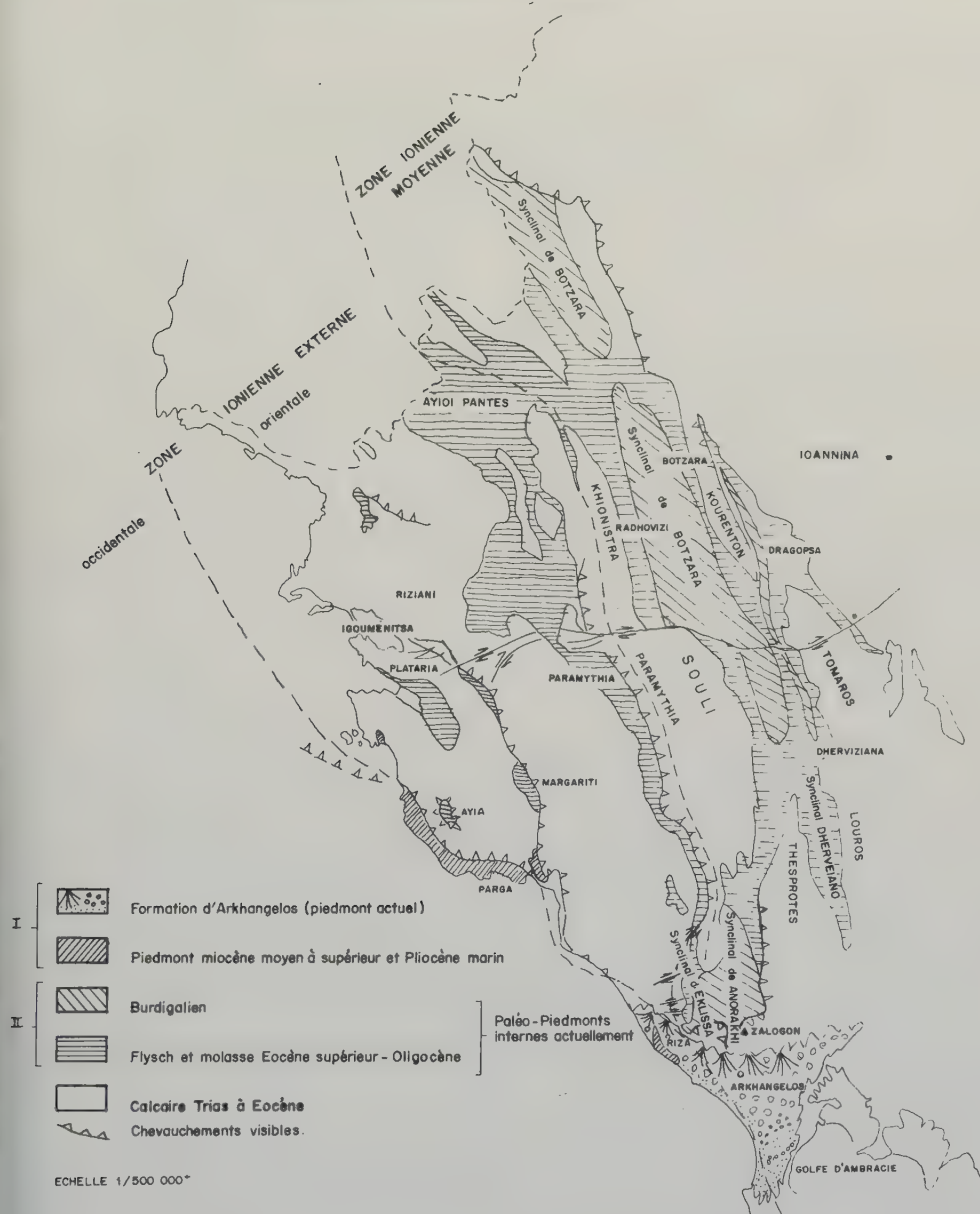
La formation de *Rhadovizi*, (I.F.P., 99) constitue une série transitive entre le flysch et le Burdigalien inférieur. Formée au cours de l'Aquitanién elle atteint l'extrême base du Miocène inférieur. Elle est localisée dans des bassins limités et calmes. Toutefois l'intercalation de faciès flysch indique une phase orogénique progressive. Des mouvements tectoniques exondent l'unité du *Louros* en particulier. On remarque cependant que seul le flysch est ainsi remanié. La formation, dépôt argilo-calcaire à tendance molasique est affecté de discordances locales. Le soubassement calcaire n'apparaît pas encore puisqu'on ne trouve nulle part ni brèches ni conglomérats constitués à partir des séries carbonatées ioniennes.

La formation d'*Ayii Pantès* est localisée dans la partie ouest de la zone ionienne. Elle se constitue au cours de l'Oligocène pour se terminer à l'Aquitanién inclus. Il y existe des discordances internes. La limite orientale est l'unité de *Souli-Paramythia* ; la limite occidentale se situe le long de *Leucade* et *Corfou*, toutes deux localement émergées au cours de l'Oligocène ; leur subsidence s'accroît en revanche au cours de l'Aquitanién. Au sein de la formation il existe des variations longitudinales d'épaisseur qui révèlent l'inégale profondeur du bassin.

Ces deux formations montrent qu'il existe une instabilité tectonique mais sans qu'il y ait exondation et dénudation des unités structurales futures.

c) - Le flysch supérieur est Aquitanién. Il a un aspect continental (abondance de lignite, pauvreté de la faune, localement conglomérat d'aspect fluviatile). Le flysch supérieur provient en bonne partie du remaniement du flysch ionien situé sur les régions hautes des zones ioniennes moyenne et interne. Les transports semi-continentaux amènent en outre du matériel du *Pinde*. Le flysch apparaît à l'Ouest des unités de *Paramythia-Souli* en raison de l'émergence progressive de l'unité du *Louros* qui entraîne l'érosion du flysch de base sur les hauts-fonds. Les remaniements locaux affectent l'unité de *Paramythia-Souli* et même *Corfou* et *Leucade*. Comme on y observe des conglomé-

Fragmentation et Reconstitution des Piedmonts



rats, on peut en conclure que les unités structurales comme celles de *Parga* et de *Margariti* en sont déjà au stade de l'érosion.

Ainsi au cours de l'Aquitarien, le soubassement calcaire est localement dénudé et attaqué. Il semble qu'il en fût de même pour certaines unités de l'Acarnanie (*Boumistos*, *Gavrourlia*, *Serêkas*). La couverture de flysch est donc largement enlevée à l'Est. Tout affleurement situé en altitude comme ceux de la crête du *Xérovouni* ou tout anticlinal de flysch comme le *Driscos* apparaissent donc bien comme le résultat d'une mise en relief largement post-orogénique. (cf. chap. 11, p. 159).

1.2. La molasse du Burdigalien

Le Burdigalien (Miocène inférieur) repose parfois en accordance sur la formation de *Rhadovizi*, parfois en discordance sur cette formation ou sur le flysch. Cette disposition indique que l'exondation aquitanienne n'a pas été régulière mais qu'elle a affecté tout de même la plus grande part de la zone ionienne.

Il semble, en raison de l'abondance des faunes néritiques, que l'on puisse fixer une limite de dépôt le long du flanc occidental de l'unité du *Louros*, laquelle reste ainsi une zone exondée. A l'Ouest, l'unité de *Parga* et ses prolongements septentrionaux constituent le rivage de la mer burdigalienne. Ce dépôt succède à l'orogénèse aquitanienne et peut présenter un aspect conglomératique au pied de l'unité de *Margariti*, de celle de *Parga* ou de celle de *Paramythia*, indiquant ainsi que ces trois massifs étaient aussi partiellement exondés et érodés.

On peut en conclure qu'avant la phase orogénique majeure placée au Burdigalien supérieure (I.G.R.S.-I.F.P., 99) la Grèce occidentale était localement exondée. Il faut donc admettre qu'une topographie d'érosion affectant parfois le calcaire (du *Vigla* à *Leucade*, par exemple) a été déformée au cours de la phase orogénique majeure. Il est peu réaliste d'essayer d'en retrouver les traces. Ainsi l'apparition des monts dérivés de *Pantokrator* comme ceux du *Koudentron*, du *Souli*, du *Mitsikéli* ou du *Louros* a été facilitée par cet héritage pré-orogénique. Il est enfin difficile d'évoquer les processus morpho-climatiques de cette topographie, déformée depuis. On peut retenir

que la phase pré-orogénique n'a pas été sans effet. En provoquant une réduction de la couverture de flysch et en atténuant régionalement la série calcaire, elle a hâté l'ablation post-orogénique. Elle fait mieux comprendre l'érosion en apparence substantielle que révèlent les séries helvétiques grossières malgré le laps de temps relativement court qui précède la phase tectogénique du Messinien.

2. Les séries détritiques et marines post-orogéniques.

On peut distinguer trois séries :

- celle du Miocène.
- celle du Pliocène marin.
- celle du Pliocène continental et lagunaire, (fig. 32 p. 116).

Ces séries se sont déposées dans la zone ionienne externe. Elles succèdent à la phase tectonique majeure du Burdigalien supérieur et sont discordantes et transgressives sur tous les termes de la série inférieure. Cette discordance est marquée par des brèches de base épaisses et hétérogènes.

Ces brèches ont été datées du Burdigalien à *Leucade*. A *Corfou* elles apparaissent au Vindobonien. La phase tectonique aurait donc débuté au sommet du Burdigalien au Sud et se serait poursuivie dans la base du Vindobonien au Nord. Bien qu'elles soient marines, ces séries ont une valeur de formations corrélatives et peuvent renseigner sur les processus morpho-climatiques qui agissent sur les terres continentales voisines.

2.1. Les séries miocènes.

Ces séries forment un cycle sédimentaire complet puisqu'elles débutent par une phase grossière, se poursuivent par des séries plus fines et se terminent par une série régressive.

a) - La série grossière de base

Cette série se retrouve dans toute la *Grèce occidentale* côtière. Elle est constituée de calcaire dolomitique (Lias), de calcaire de Vigla et de calcaire de l'Eocène. Elle a un aspect parfois brêchique (*Parga*), parfois conglomératique (*Corfou*). Les processus sont donc de deux types : les uns

sont fluvio-marins, les autres se rapportent à une fragmentation de la roche cohérente. La matrice rare est argilo-sableuse et provient de l'érosion du flysch.

On peut voir dans la juxtaposition de ces deux aspects du faciès, les effets d'un climat à écoulement intermittent. Mais les processus de fragmentation sont aussi efficaces. Ce matériel clastique est contemporain des premières grandes failles et représente les débris arrachés par l'érosion aux secteurs en voie de soulèvement. Le fait qu'on ne les trouve qu'au bord du littoral actuel et dans les îles amène à dire que le relief continental était moins contrasté qu'aujourd'hui, sans doute moins instable et que l'exorisme était de règle. On a affaire à un plissement où les escarpements à parois sont moins fréquents qu'actuellement.

b) - La série plus fine du sommet.

Dans les termes supérieurs du Vindobonien, les brèches et les conglomérats diminuent de taille et d'épaisseur. Le matériel est marneux, légèrement sableux et micacés avec de petits intercalations de microbrèches calcaires. Cette décroissance est l'indice d'une pause tectonique et du maintien d'un climat à régime hydrique contrasté. Le matériel reste détritique (sable) et la pédogénèse semble ralentie (micas).

On sait (P. Birot et P. Gabert,²⁶) que le Vindobonien peut être considéré comme une époque de climat tropical chaud et semi-humide et à milieu forestier clair. En Grèce occidentale, étant donné l'instabilité tectonique le couvert forestier devait être moins dense que dans le domaine égéen (W. Berger, 08). Les processus devaient être ceux développés dans un domaine de forêt très claire et de savane (J. Tricart et A. Cailleux, 1958). La topographie des unités morpho-structurales devait tendre à des formes surbaissées de type fluvio-karstique. Vers la fin, la morphogénèse ne devait plus s'élaborer que dans les synclinaux de flysch et de Burdigalien. Les processus de fragmentation en raison de la fissuration des calcaires ne livraient que des fragments microbréchiques. Le couvert végétal devait cependant avoir un certain rôle de protection et des sols peu épais devaient renforcer ce rôle. La lentille des argiles lithochromes d'Ambracie qu'on peut interpréter comme un sol de cette période puisqu'elle se situe sous du Pliocène inférieur daté, contient de la kaolinite et encore beaucoup d'illite, alors que le flysch et la molasse n'en contiennent pas, signe d'une ambiance bio-rhexistatique. Le faible

émoussé du matériel grossier indique que le ruissellement l'emporte sur l'écoulement organisé et que le calcaire peut subsister. L'altération bio-chimique n'est donc pas prépondérante.

La topographie atténuée du Miocène tend à la pédimentation. Sa réalisation est incomplète en raison d'une instabilité permanente qui laisse peu de temps aux pauses tectoniques.

c) - La série régressive miocène

A Riza, une série interprétée comme une sédimentation de type régressif (I.G.R.S.-I.F.P., 99) comporte les litho-faciès suivants :

- des marnes bleues silteuses à cristaux de gypse (Helvétien)
- des marnes bleues silteuses (Tortonien)
- des marnes bleues à rouille, à cristaux de gypse abondants, à pyrite et limonite avec banc de gypse de 5-6 mètres d'épaisseur (Miocène supérieur)
- des marnes à cristaux de gypse et des calcaires gréseux (Miocène supérieur)
- des marnes bleues devenant de plus en plus sableuses (plage).
- des argiles bleues à bancs de lignite (lagune)
- des conglomérats et des argiles sableuses (apports continentaux (Pontien).

Différents faits permettent de dire que le climat du Vindobonien se dégrade en un climat de type semi-aride.

- les cristaux de gypse et le banc sont d'origine marine et de ce fait sont d'une interprétation moins rigoureuse que s'ils étaient d'origine continentale (P. Birot, 29), on peut cependant dire que leur présence suppose un climat sec et chaud et une évaporation intense.

- les marnes bleues à rouille vont aussi dans ce sens.

L'alternance des teintes provient d'une succession de phases climatiques humides (milieu réducteur) et de phases plus sèches (milieu oxydant). On constate donc une dégradation du climat au cours du Miocène supérieur (Messinien) allant vers une plus grande sécheresse, vers un climat de type sahélien à pluies d'hiver sans doute.

- les couches de lignite sont minces et prouvent qu'à la fin du Miocène la végétation est ligneuse et peu abondante. Leur interstratification avec des conglomérats continentaux ou une sédimentation lagunaire indique que les dépôts sont d'origine détritique et ont été réalisés sous un climat à contrastes pluviométriques très nets.

- la série régressive reste détritique et montre une reprise d'érosion sous un climat qui ne semble pas avoir fondamentalement changé au cours du Pliocène inférieur. La reprise d'érosion est liée à une instabilité plus tectonique que climatique.

Les séries du Miocène permettent d'affirmer que pour des raisons tectoniques mais aussi climatiques la Grèce occidentale a été largement érodée au cours du Néogène inférieur. La transgression vindobonienne dont le rivage oriental est grossièrement le littoral actuel, s'est effectuée du Sud vers le Nord sur un soubassement calcaire hétérogène. La dénudation commencée au cours de l'Aquitanién s'est poursuivie et le Pantokrator a été atteint rapidement. Les reliefs non submergés comme ceux de la plus grande part de l'Épire-Acarmanie et dans les îles les sommets les plus hauts (Pantokrator et Ayii Dekka pour Corfou, Mégas Orós pour Leucade, Aínos à Céphalonie et Ithaque) étaient couverts d'une forêt claire ou d'une savane et livrés à une altération pédogénique réelle (kaolinite). Il semble que l'on puisse faire remonter à cette période la première activité karstique. Le sol rouge a été érodé lors d'une phase tectonique que l'on peut placer à la fin du Miocène supérieur (Messinien) (série de Riza et série d'Ambracie).

2.2. Les séries pliocènes.

Le Pliocène marin

On peut le subdiviser comme le Miocène en une série grossière de base, surtout présente à Corfou et en Acarnanie, et en une série fine supérieure dont la limite se place au Pliocène inférieur en Acarnanie, au Pliocène supérieur sur le littoral à Mytikas et à Corfou et au Calabrien à Céphalonie (B. Kéraudren, 1962). Il montre ainsi l'existence d'une instabilité syn- et post-sédimentaire.

a) - la série grossière de base

Le grès et le conglomérat à grands éléments roulés qu'on observe à Mytikas et à Corfou (bassin de Karroussadès et synclinal de Garouna) sont discordants sur les marnes du Tortonien et même sur le soubassement calcaire. L'un et l'autre faciès présupposent des reliefs en voie de soulèvement sans qu'il y ait de changement climatique. En effet, au Nord de Parga, entre les

caps *Varlaam* et *Trifoli* et dans le golfe d'*Arilla*, on retrouve au sein du Pliocène inférieur un gros banc de gypse à cristaux en fer de lance (I.F.P., 99). La crise tectonique n'est cependant pas générale, car à *Corfou* le Pliocène peut demeurer en accordance avec les marnes miocènes. La grossièreté du matériel et son abondance démontrent que les processus d'ablation s'exercent sur un relief sans végétation.

b) - Les séries fines

Le Pliocène marin peut débiter, au-dessus d'un banc de gypse, litho-faciès marquant le toit du Miocène supérieur dans toute la *Grèce occidentale*, par des marnes beiges à fragments de calcaire, des marnes bleues à éléments de silex gris et se poursuivre par des marnes bleues argileuses, silteuses qui peuvent alterner avec des grès localement grossiers et micro-conglomératiques.

On remarque que l'on passe peu à peu d'un milieu détritique à un milieu réducteur, au matériel de plus en plus fin. L'analyse des argiles contenues dans ces séries marines a montré que le stock de kaolinite de provenance continentale s'estompait au fur et à mesure. On peut en déduire que les apports se réduisaient en raison d'une plus grande stabilité tectonique.

Etant donné la finesse du matériel marin, on peut dire que les processus du système morphogénique opérant sont moins agressifs que ceux du système précédent. Le climat est devenu plus humide et devient plus propice à la végétation. Et les argiles bleues du Pliocène peuvent être interprétées comme des vases littorales.

Le Pliocène continental

Ce Pliocène représenté dans le *Golfe d'Ambracie* constitue le Néo-gène d'*Arkhangélos* (I.G.R.S., I.F.P., 99) et regroupe les formations lacustres d'Epire (J. Aubouin, 01).

a) - La série d'Arkhangélos correspond à une variation latérale vers l'Est des séries marines pliocènes. Il s'agit d'alternance de sables blanchâtres argileux, parfois calcaires, et d'argiles bleutées ou de marnes avec quelques niveaux de conglomérats plus abondants vers la base de la série, épaisse au moins de 1 500 mètres. Au sommet des niveaux de lignite sont inégalement abondants. Enfin des niveaux calcaires beiges, pulvérulents et fossi-

lifères s'imbriquent dans les séries algernees sablo-marneuses. Les Gastéropodes examinés (I.G.R.S.-I.F.P., 99) indiquent un âge Pliocène supérieur-Quaternaire. La base de la série débute, semble-t-il, au Miocène supérieur et se termine ainsi à la fin du Néogène.

Elle se termine à *Mytikas* et en *Epire* par une série conglomératique discordante sur les termes qui la constituent. Il faut y voir un dépôt torrentiel à la suite soit d'un changement climatique, soit d'une crise tectonique. Ils sont eux-mêmes tectonisés. Etant donné leur position, on peut y voir un dépôt continental fini-pliocène-villafranchien qui recoupe le Pliocène continental. Le matériel roulé est relativement grossier et il montre que désormais un écoulement continu affecte la *Grèce Occidentale*. Il inaugure un nouvel épisode morphologique et termine l'épisode lacustre pliocène. L'épaisseur de la série indique une subsidence continue au cours du Pliocène qui serait ainsi la période de formation du golfe d'*Ambracie*. La prépondérance du matériel fin qui caractérise la partie moyenne de la série indique que la topographie du Miocène continue à se dégrader sous un climat moins agressif. (cf. p. 114 et ss.)

b) - Les séries continentales et lacustres

Les séries continentales de *Mourtos* , d'*Igouménitsa*, de *Eotzara* et de *Filippia* ont toutes les mêmes caractéristiques. Ce sont des séries où alternent des argiles sableuses azoïques et des conglomérats parfois à stratifications entrecroisées le plus souvent à grosses lentilles de matériel assez bien roulé. A *Filippia* le matériel se charge de paillettes de gypse et de lignite. Ce sont des séries piégées dans des sillons marginaux de diapir et qui confirment la reprise d'érosion fini-pliocène.

Les séries lacustres sont plus fines, sableuses et argileuses. Elles se localisent dans la cuvette de *Jannina*, dans celle de *Klimatia* et au long du *Drinn*. Par les faunes qu'elles contiennent, on peut les dater du Pliocène (J. Aubouin, 01).

Elles démontrent que le Pliocène a été une période humide. Mais cette humidité s'est élevée progressivement au cours du Néogène supérieur. Un véritable écoulement exoréique n'apparaît qu'au Pliocène supérieur. Il est responsable du fluvio-karst des gradins calcaires d'*Epire* et d'*Acarnanie* (cf. chapitre 17).

3. Les systèmes morphogéniques au cours du Néogène.

Au terme de cette analyse des séries détritiques pré-et post-orogéniques de la *Grèce occidentale*, on peut dire que la topographie sommitale de dégradation s'est développée après le Burdigalien jusqu'au Pliocène inférieur.

Elle s'est constituée sous un climat qui favorise la forêt mais qui devient de plus en plus sec au cours du Miocène supérieur et du Pliocène. Un climat plus humide lui fait suite au Néogène supérieur. On est ainsi passé d'un système morpho-climatique semi-aride à un régime de dégradation plus humide. Le fait qu'on ne trouve jamais d'aplanissements réellement aboutis provient de ce que leur réalisation n'a pas bénéficié d'un laps de temps assez long. L'instabilité tectonique mio-pliocène a ainsi gêné leur développement en fragmentant et en gauchissant la topographie primitive. Le climat plus humide du Pliocène a dégradé des pentes atténuées et gauchies dont les niveaux de base étaient les cuvettes endoréiques déterminées à partir des sillons marginaux de diapir (Xéroméros).

Le fait que l'on trouve cependant les traces de cette atténuation dans n'importe quel type de structure montre sa généralisation à la *Grèce occidentale* tout entière.

Le modèle des sommets doit autant aux systèmes morphogéniques du Néogène qu'aux déformations post-orogéniques. Au cours du Villafranchien, on constate le développement d'un réseau hydrographique comme le montrent les topographies atténuées du Xérovouni, du Némertska, etc... Ces anciennes vallées déterminent dans le paysage des ensembles d'autant plus nombreux qu'on se trouve dans l'étage de bio-pédogénèse permanente. Au cours du Quaternaire, ces vallées abandonnées sont surcreusées par les processus karstiques et donnent naissance à des poljés en forme de méandre ou en forme d'étoile dans les zones de confluence. On retrouve une évolution décrite à propos de l'*Achéloos* pour son secteur encaissé dans les Monts du *Valtos* (B. Bousquet, et J.P. Charre, 38).

On peut aussi conclure que la répartition des sédiments pliocènes est en relation directe avec des mouvements tectoniques syn-sédimentaires. Ceux-ci sont d'origine halocinétique, puisque les formations pliocènes se si-

tuent le plus souvent dans les sillons marginaux associés aux bandes de broyage. Il en est de même pour la série mio-pliocène du *golfe d'Arta* dont l'emplacement est en partie lié à des phénomènes analogues. Ceux-ci dépendent donc d'un accident transverse de type décrochant, accompagné de bandes de broyage (Xéroméros Nord ou Vonitsaniko, Xéroméros de Néa Filippia).

CHAPITRE 20

RYTHMES TECTONIQUES ET PALEOGEOGRAPHIE AU COURS DU NEOGENE LA MISE EN PLACE PROGRESSIVE DU RELIEF DE LA GRECE OCCIDENTALE

Nous avons vu que la topographie d'érosion d'origine continentale, développée au cours du Miocène moyen et supérieur, perfectionnée au cours du Pliocène, ne se présentait plus dans sa continuité. Elle se réduit au contraire à des fragments gauchis et dénivelés (cf. chapitre 18).

Il y a donc un rythme tectonique et orogénique qui commande la paléogéographie de la *Grèce Occidentale*. En effet si cette portion des *Hellénides* se caractérise par une grande variété d'unités morpho-structurales, d'accidents et d'orientation, sa diversité est un caractère acquis, au cours du Quaternaire, aux dépens d'une topographie néogène.

1. Les phases pré-orogéniques.

Ce sont les travaux de l'I.G.R.S.-I.F.P. qui ont défini ces phases. Nous résumerons leurs conclusions.

1.1. Phase du Lias supérieur.

Elle se manifeste par des bombements que nous appelons les monts de primogéniture, et par des failles. Cette phase tectonique a amené probablement l'émersion local du Lias moyen, l'érosion du calcaire de Siniais et la karstification du calcaire de Pantokrator.

Cette phase a pu être observée dans toute la zone ionienne jusqu'au *Mitsikéli*. (Cf. Fig. 2 p. 24).

Elle a fait surgir des rides qui préfigurent les grandes unités morpho-structurales actuelles. Les horsts principaux se situent sur :

- l'unité du *Louros* et le *Thesprotikon*.
- l'anticlinal du *Souli* et la région de *Kanallaki*.
- les unités de *Margariti* et de *Parga*.
- l'anticlinal du *Pantokrator* à *Corfou*.
- les unités les plus occidentales des Monts d'*Acarnanie*.

Il nous semble ainsi que tout le volet occidental de l'unité du *Louros* exondé au Lias doit sa topographie surbaissée à la révélation de cette topographie par les processus d'érosion néogènes. On n'observe aucun aplanissement mais une topographie complexe, irrégulière avec un remplissage local d'*Ammonitico Rosso* et de *Vigla* (Fig.72 p.370).

Ailleurs, comme sur le flanc du *Souli*, les monts dérivés de *Pantokrator*, sont la révélation de monts de primogéniture (Fig. 2, p.24).

En définitive l'héritage est mesuré. Son influence se manifeste toutefois par les réductions d'épaisseur observées dans les calcaires post-lia-siques. Ces dernières facilitent la formation des monts dérivés de *Pantokrator*. (Cf. chap. 18, *Parga*).

1.2. Phase aquitano-burdigalienne.

Celle-ci est de beaucoup plus importante.

Peu après l'Aquitainien, l'unité du *Louros* commence à se soulever. Elle isole à l'Est la zone du *Gavrovo* et à l'Ouest le bassin de *Derviziana-Botzara-Ekklissia*. Le biseautage et la discordance de la formation de *Rhadvizi* montrent la persistance de la ride du *Souli* sur laquelle le flysch était érodé avant le dépôt de la partie supérieure de la formation. Ainsi à l'Aquitainien débute une phase tectonique qui donne à la partie centrale du bassin une forme nouvelle.

Au cours de l'Aquitainien l'apparition du flysch supérieur relève d'un remaniement du flysch ionien local. Il provient des zones anticlinales du *Souli*, du *Thesprotikon*=*Koudentron* et du *Louros*.

Au Burdigalien, on constate l'émersion définitive de la zone du *Gavrovo* et de la zone ionienne interne et la répartition localisée du Burdi-

galien dans la zone moyenne et externe. Puis une surrection de l'Épire interne et externe accompagnée d'amorces de plissements localise la mer en un golfe axé sur les synclinaux d'*Anorakhi* et du *Botzara*. Etant donné la répartition des zones isopiques des séries détritiques pré-orogéniques, la phase tectonique aquitanienne est réellement une pérfiguration de la phase majeure.

Elle a pour résultat de débarasser les futures zones anticlinales des séries tendres et de faire débiter l'atténuation des monts dès la phase orogénique majeure.

2. La phase du Burdigalien sommital.

A la veille de la phase tectonique majeure, les grands traits structuraux du bassin sont assez bien dessinés :

- unité du *Louros*.
- région synclinale de la zone ionienne moyenne.
- région haute de la zone externe orientale. Les dépôts burdigaliens conglo-mératiques du synclinal de *Margariti* tendent à faire penser que déjà à cette époque la zone externe était localement atténuée jusqu'aux calcaires.

La phase majeure se manifeste par la disparition du golfe d'*Ekklesia-Botzara* et la surrection de l'ensemble de l'*Épire-Acarmanie* à l'exception de quelques unités côtières. Elle donne leur forme aux principaux plis, amorce les chevauchements, décrochements et phénomènes diapiriques.

La mer du Burdigalien supérieur recouvre de dépôts conglomérati-ques franchement discordant, la partie orientale de l'île de *Leucade*. La mer vindobonienne recouvre avec une discordance majeure *Corfou* et une frange en bordure du Continent (*Parga, Riza*). L'*Acarmanie* échappe à cette transgression. En revanche la formation du *Xéroméros d'Acarmanie* va l'isoler et la transformer momentanément en île. On peut ainsi l'associer à la formation de l'arc insulaire ionien alors que l'*Épire* reste plus continentale. Le golfe d'*Ambra-cie* se constitue à la frontière de ces deux évolutions en raison d'une situa-tion géodynamique profonde dissemblable de part et d'autre de cette unité morpho-structurale.

3. Les phases mio-pliocènes.

Des rejeux tectoniques se placent à différentes époques. Ils accusent localement les phénomènes tectoniques précédents, en particulier les chevauchements, et provoquent la tectonisation des sédiments molassiques ou continentaux miocènes et pliocènes.

3.1. La phase du Miocène supérieur (Messinien).

Elle nous apparaît comme très importante pour l'évolution morpho-structurale de la Grèce nord-occidentale.

- Des discordances internes existent localement dans la série mio-pliocène. A *Garouna*, les conglomérats et les marnes pliocènes sont discordants sur le Vin-dobonien. Dans le bassin de *Karrousadès*, le Pliocène est transgressif sur le calcaire et fossilise ainsi la topographie d'érosion du Miocène.

Le forage de *Filiatès* a montré l'existence de marnes helvétiques à une profondeur de 3 800 m. (IFP) sous les évaporites triasiques recouvertes en partie par les séries continentales pliocènes.

- C'est le moment de la mise en place par déversement de la nappe d'extrusion du *Xéroméros* d'Acaranie mais aussi de celle de *Filippias* et d'*Igouménit-sa*, des principales bandes de broyage. Les grandes structures anticlinales subissent une compression qui renverse les flancs orientaux des synclinaux. Il y a sans doute moins gain d'altitude que mise en place définitive de la structure.

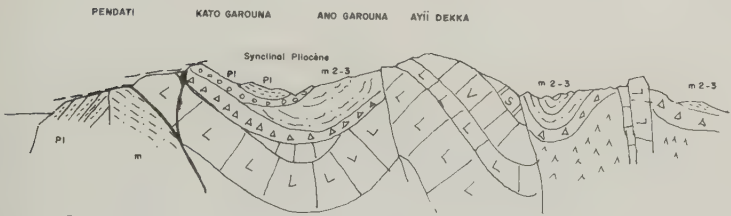
3.2. Les phases intra- et post-pliocènes.

Elles ont entraîné la reprise des chevauchements, la tectonisation des séries molassiques et continentales et même leur compression (cf. chap. 8, p. 119).

- la phase intra-pliocène commande la répartition des faciès pliocènes marins et continentaux.

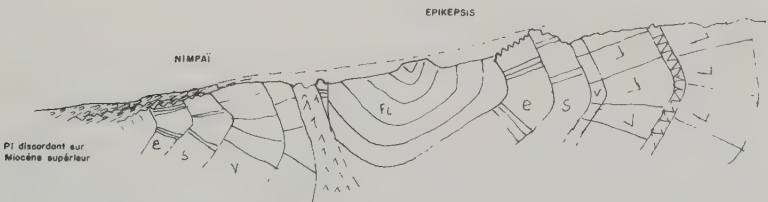
- la phase post-pliocène commande la reprise des chevauchements à *Corfou* et à *Parga*, mais aussi à *Zaverdha*. Elle s'accompagne de compression. Dans la

Coupe à travers le bassin mio-pliocène de Garouna (in I.G.R.S.-I.F.P. 1966)

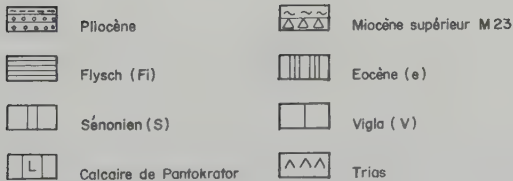


2

Coupe à travers le bassin pliocène de Karoussadès (in I.G.R.S.-I.F.P. 1966)



1



région de Riza (cf. fig. 82 p. 408) on observe des anticlinaux dans la formation d' *Arkhangēlos* et dans le Pliocène continental de Riza. Les séries continentales de l'intérieur sont aussi redressées au voisinage des bandes de broyage dont on peut envisager une reprise d'activité au cours de cette phase, dans toute la *Grèce occidentale*.

On observe donc une reprise de la compression. Mais le soulèvement de l'Épire ou de l'Acarnanie, l'épeirogénèse, ne semble avoir été déclenchée que plus tardivement au cours du Pleistocène inférieur lorsque les tabliers clastiques apparaissent.

4. La phase du Pleistocène ancien.

L'orogénèse se poursuit dans le Quaternaire. A l'Ouest les phénomènes de compression se sont poursuivis pendant le Quaternaire au moins jusqu'au Riss (J. Mercier et B. Bousquet et al. 123). (Cf. chap. 14).

Ainsi après la crise majeure du Burdigalien sommital, la *Grèce occidentale* a été livrée à l'érosion. Il s'est développé une topographie complexe car il n'y a pas eu l'élaboration d'une véritable pédiplaine, mais une atténuation qui a aligné partiellement le haut pays. Cette topographie a subi à la fin du Miocène une première génération de mouvements post-orogéniques.

Comme nous l'avons vu cette phase a été marquée par une puissante halocinèse. Selon le mécanisme du déversement diapirique, elle a transformé les anticlinaux en monts déversés par extravasion des évaporites. Elle a contribué à réduire l'altitude des versants et a perfectionné l'atténuation en sous-tendant la topographie. Ces phénomènes ont entraîné un léger soulèvement des parois périphériques comme le prouve les conglomérats des séries pliocènes marines ou continentales piégés dans les sillons marginaux des bandes de broyage. Le résultat de cette crise a été de créer des dépressions dont la cuvette sud de *Jannina* est un exemple. La topographie atténuée de ces cuvettes si elle est d'évolution fluvio-karstique, est en fait dérivée de la topographie miocène gauchie. Le contour définitif des cuvettes a pu être acquis lors de la phase de compression pliocène. Ainsi pour la cuvette de *Janning*, il est certain que le mont de flysch du Driscos est un bourrelet anticlinal acquis tardivement.

Il s'est formé, le Pliocène étant plus humide, une ébauche de bassins-versants dont les caractéristiques définitives ne vont être acquises qu'au cours du Pleistocène (Cf. Chapitre 21 et suivants).

De même que les compressions se poursuivent dans le Pleistocène, de même le développement des aplanissements se poursuit dans le Quaternaire ancien, en raison d'un climat qui favorise par ses caractéristiques météorologiques, une érosion des versants plus qu'un écoulement régulier (cf. chap. 8, p. 122-123). On peut illustrer cette évolution à partir de trois régions dont les situations structurales sont très différentes.

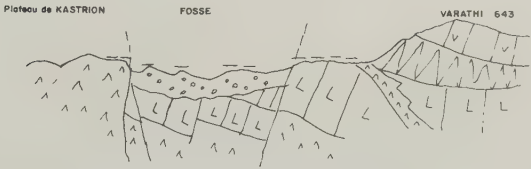
a) - existence d'aplanissements sur des structures gauchies post-pliocènes.
- A *Mytikas*, la série pliocène (I.G.R.S.-B.P. 98) s'appuie contre le flanc du *Gavroulia*. Le conglomérat de base a été redressé par une flexure qui affecte aussi le support calcaire. Or une topographie plane tronque les deux lithofaciès. Il est évident que l'aplanissement est post-pliocène. Ainsi la périphérie de ce golfe d'*Acarnanie* a été atténué au cours du Quaternaire avant la surimposition du torrent de *Varnakas*. Depuis la topographie a été déformée puis-que le torrent y creuse des gorges antécédentes. (cf. Chap. 8, p. 118).

- A *Corfou*, dans la région de *Nimfai* sous la flanc renversé du *Pantokrator* on a la disposition suivante (fig. 80 , p. 404). Le revers conglomératique du Pliocène est tronqué. Cet aplanissement s'est développé après une légère compression qui déforme en synclinal le bassin de *Karroussadès* (cf. Carte H.T. Corfou). Cette surface tronque le sommet de l'écaille de *Mikhalakadès*. Elle se poursuit dans le synclinal d'*Epikopsis* et passe sur une butte résiduelle à pendage inverse qui culmine à 300 m. Elle vient se bloquer sur le versant régularisé du *Pantokrator*. Le grand versant régulier post-pliocène recoupe la surface d'abrasion qui est exhumé à *Nimfai*, mais qui date pour sa plus grande part du Quaternaire.

Elle a permis là aussi la surimposition des rivières venues du mont *Pantokrator*.

- Au Sud de *Corfou*, selon la coupe *Pendaki Kato* et *Ano Garouna* on a aussi la disposition suivante (fig. 80 (2) p. 404). La banquette littorale est une pente régulière qui tronque du Pliocène marin à pendage inversé de part et d'autre d'une faille qui le scinde et dont l'escarpement est nivelé. Cette

Coupe du Varathi et du diapir de Filiatès (in I.G.R.S - I.F.P. 1966)



Chevauchement du Zallongo (ir I.G.R.S - I.F.P. 1966)



pente bute contre un escarpement de Pantokrator dérivé d'une faille et atténué par des éboulis openwork. L'épaulement sommital est à nouveau une pente régulière tronquant les assises du calcaire. Il se termine en amont contre un crêt constitué des deux assises conglomératiques de base du Miocène et du Pliocène qui se superposent ici. Le front du crêt par sa rectitude semble dériver d'un escarpement tectonique. Le sommet du crêt est lui-même très régulier alors que le pendage vers l'Est est de l'ordre de 30°. Il est évident que l'on a affaire à une surface post-pliocène que des failles récentes ont brisé.

De même entre Ano et Kato-Garouna, on observe un alignement des sommets qui constituent une pente régulière dans un affleurement de calcaire dolomitique que domine le Pantokrator en amont. En aval, la pente régulière tronque successivement l'Helvétien et le Pliocène. Un escarpement récent la dénivelle en deux tronçons. Après donc la tectonisation et la compression du Pliocène de Garouna et de Pendati discordant sur le Miocène, il faut concevoir le développement d'une surface qui depuis a été cassée et déformée.

Là encore les rivières se sont adaptées à la topographie régulière déformée et sont donc largement postérieures.

b) - Existence d'aplanissements sur des structures diapiriques post-pliocène.

A Filiatès, on peut relever la situation suivante (fig. 81, p. 406) Le Varathi culmine à 643 m en position de crêt. A sa base une faille plate injectée de Trias limite une banquette de Pantokrator très régulière à 200 - 250 m. Un escarpement la limite en aval et domine un fossé, sillon marginal de diapir qu'atténue le Pliocène continental. Au delà, le diapir de Filiatès détermine le plateau de Kastrion qui culmine à plus de cent mètres.

Le Pliocène continental grossier et piégé dans le graben est le dépôt d'un fossé en voie de formation et les versants bordiers ont été atténués à ce moment. Mais la série détritique est comprimée, on y observe des pendages de 20°-25°, et son sommet est régulièrement aligné sur un plan culminant vers 180-200 m. Il semble que la banquette du Varathi qui nivelle le Pantokrator et le Trias, soit la même surface post-pliocène qui se développe sur le fossé. Depuis les failles bordières ont rejoué puisque les escarpements sont atténués d'éboulis openwork. Là encore le Quaternaire ancien semble avoir été une période de rémission tectonique.

c) - Existence d'aplanissements sur une structure charriée

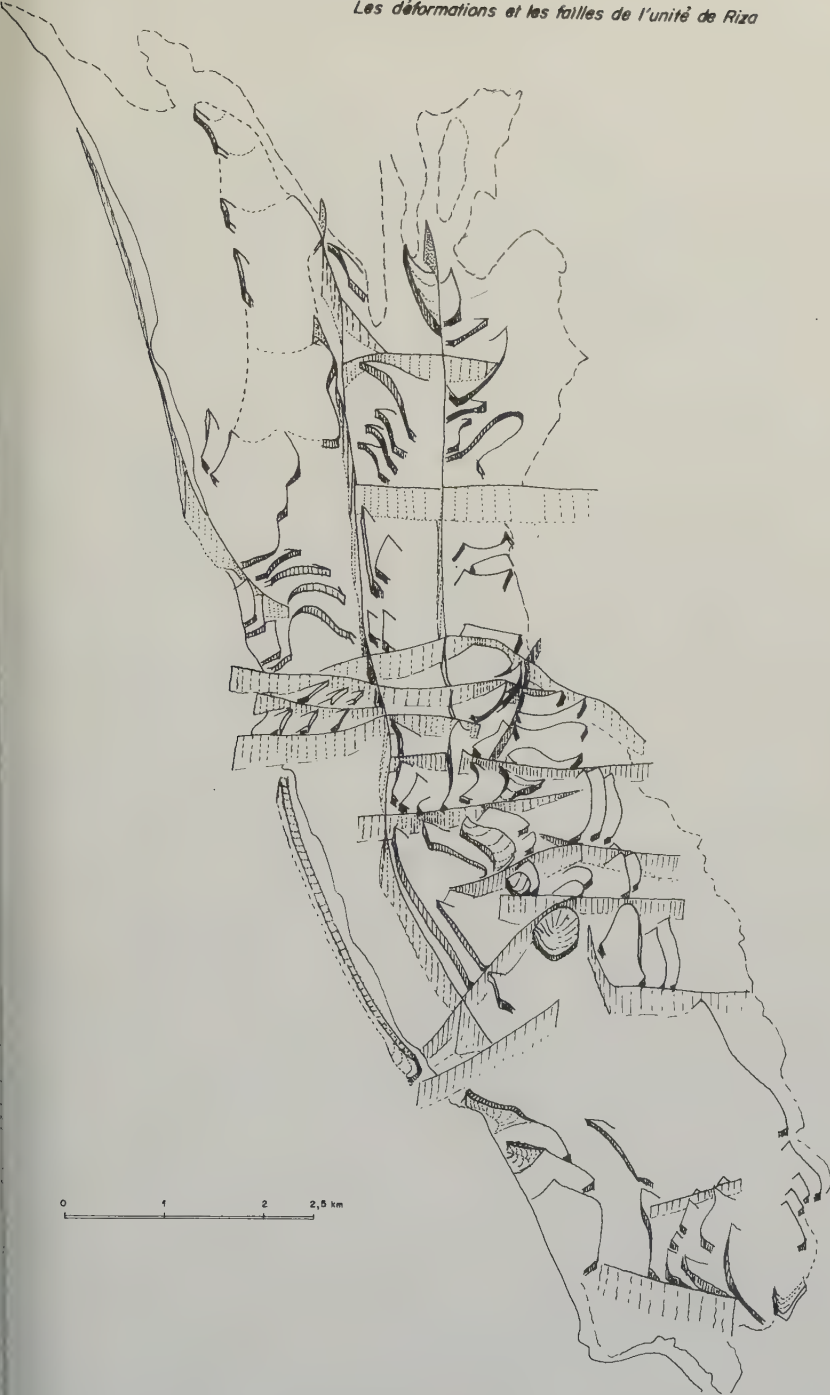
L'exemple peut être pris dans la région du *Zalongo*. Le flanc ouest du mont *Thesprotes* se décolle et glisse vers l'Ouest où il recouvre le Flysch et les divers termes du Burdigalien. La flèche du recouvrement prend de plus en plus d'ampleur vers le SW. Le charriage a pu se développer grâce à une pente tronquant le soubassement tendre. Il semble que la nappe fasse ainsi partie des structures mises en place à la fin du Miocène. En effet du côté méridional le Lias du *Zalongo* est recouvert en discordance stratigraphique par la formation d'*Arkhangēlos*. Cette topographie devait être proche du niveau de base comme le montre le faciès lagunaire des dépôts pliocènes.

Or actuellement le *Zalongo* est en position dominante. Il est en outre basculé en raison d'une faille qui au Nord a rejoué tardivement comme le soulignent les injections de gypse. Le *Zalongo* a été déformé en anticlinal en même temps que les formations d'*Arkhangēlos* ont été comprimées. (Fig. 81 (2), p. 406). On constate que les plis ont été tronqués par une pente régulière orientée vers le golfe d'*Ambracie*. Elle passe par tous les sommets des crêtes que l'érosion différentielle récente y détermine à partir des lentilles indurées de la formation. Cette pente se raccorde à la base du flanc sud de la nappe avant qu'elle n'ait été brisée.

On aurait ainsi l'évolution morphologique suivante :

- mise en place de la nappe au Miocène supérieur.
- érosion et dépôt de la formation d'*Arkhangēlos*.
- compression et déformation anticlinal du *Zalongo* avec mise en place des conglomérats torrentiels discordants au sommet de la formation d'*Arkhangēlos*.
- régularisation de piémont.
- déformation et tectonisation qui entraînent l'antécédence de la rivière de *Mirsini* (Fig. 82 p.406).
- érosion différentielle.

Quel que soit le type de structure, on note que le villafranchien a été une période de rémission tectonique. Comme au Néogène, les formes qui caractérisent cette période sont des aplanissements. Ils montrent qu'en Grèce occidentale il ne s'est pas encore établi un véritable écoulement pluvial exoréique. La paléogéographie se présente sous l'aspect de bassin-versants dont les niveaux de base sont les sillons marginaux des bandes de broyage où viennent s'entasser les séries grossières plio-villafranchiennes.



Conclusion

La topographie atténuée des sommets s'est donc développée dès l'Aquitano-Burdigalien gagnant du Sud vers le Nord. Elle s'est poursuivie au cours du Vindobonien. L'alternance de matériel grossier dans les séries fines de l'Helvétien et du Pliocène indique que la topographie s'est réalisée lors de la mise en place des dépôts aux dépens d'une structure plissée.

Au Pliocène cette topographie a été perfectionnée par le jeu de l'halocinèse et le maintien d'un climat propice à l'érosion au cours du Pliocène inférieur. Les processus relevaient de l'ablation aréolaire.

Qu'en fut-il au villafranchien ?

Lorsqu'on examine les rapports qui existent entre les versants et les nouveaux piémonts exondés, on note que la pente calcaire est régularisée ainsi que le talus. On peut en conclure que le système morphogénique qui caractérisait le Néogène, s'est poursuivi donnant une topographie régulière essentiellement dans les synclinaux de roches tendres, ou à leur bordure. Leur profil fait supposer qu'une dernière compression est responsable de leur déformation. (phase calabrienne).

Durant le Néogène en raison des phases de compression successives, les versants sont restés relativement déclivés. La preuve en est que les aplanissements n'apparaissent qu'au villafranchien. L'eau qui devait en outre s'abattre en fort abats et en peu de temps a donc tendance à ruisseler. Le calcaire fissuré et préparé par le processus élémentaire de la fragmentation pouvait livrer du matériel en relative abondance comme l'indiquent les séries grossières intercalaires qui lardent le Miocène et le Pliocène.

Toutefois au villafranchien ancien, avant une phase compressive qu'on peut dater du Calabrien à Céphalonie (B. Kéraudren, 1902), les versants gauchis intègrent l'héritage du Néogène. Cependant la déformation a provoqué une reprise d'érosion linéaire en raison d'un changement de climat. Les cônes torrentiels du Zalongo le prouvent. Il est vraisemblable qu'ensuite une érosion fluvio-karstique marginale se soit développée. Les aplanissements calcaires élaborés en bordure de piémont à Filiatès, Confou et le Zalongo le font sous entendre. Le matériel livré par les versants bordiers était d'un volume médiocre. Il devait être digéré en partie par corrosion chimique. La

réalisation de véritables aplanissements à cette époque dans les roches tendres tient sans doute aussi au type de précipitations. Elles devaient se faire sous une forme qui devait entraîner un ruissellement actif en bordure des versants montagnards. La Grèce du Nord-Ouest se caractérise donc par l'établissement de cuvettes lacustres qui perdurent au villafranchien.

On remarque ainsi qu'au Villafranchien, il a existé une corrosion fluvio-karstique latérale et une corrosion intrakarstique à partir de sillons marginaux de diapir.

L'étude du réseau hydrographique montre qu'une karstification souterraine ou profonde est aussi en train de s'élaborer.

Le domaine des sommets représente une topographie atténuée néogène. Elle couvre la plus grande part de la *Grèce occidentale* et affecte tous les types de structure orogénique.

On peut être surpris qu'y soient associés les aplanissements du villafranchien. En fait ils font partie aussi de ce modèle, car ils se sont développés alors que des gauchissements et des compressions de type orogénique se poursuivaient. Ce domaine homogène de versants fuyants qui gagnent sur les piémonts, démontre que la crise épirogénique responsable du compartimentage et de la mise en altitude de la *Grèce occidentale* est récente. On peut la faire débiter à partir du moment où se forment les tabliers indurés et les parois calcaires ; à partir du moment où aux versants réguliers s'ajoutent des pentes plus fortes de 35° ; à partir du moment où à la corrosion karstique s'ajoute l'érosion d'origine cryonivale.

On peut dresser une carte des accidents post-orogéniques (cf. carte H.T. Répartition des accidents du Quaternaire).

- l'halocinèse est prépondérante, non seulement par les formes qu'elle engendre (diapirs, déversement diapirique et sillons marginaux) mais essentiellement par sa permanence. Elle caractérise surtout la phase 1 et 2 du Pontien et du Plio-villafranchien et la phase 4 (néotectonique du gypse) du Pleistocène supérieur.

- Les phases 2 et 3 (plio-villafranchienne et mindélienne ou Pleistocène inférieur) sont des phases encore tangentielles. La phase 2 en particulier puisqu'elle fait rejouer les chevauchements à semelle d'évaporites. La phase 3 est importante puisque c'est à ce moment que se créent les grands tabliers indurés

des parois calcaires. On remarque que c'est au droit des diapirs ou près des axes décrochants que les mouvements sont les plus affirmés. Avec le Mindel, la tendance tangentielle de la tectonique se renverse toutefois. A l'Est de la Grèce occidentale il semble que les mouvements soient de distension ou simulent une distension en raison du bourrage des têtes d'anticlinaux par le Trias.

- la phase 4 (phase tangentielle tardive et néotectonique) occupe le Quaternaire supérieur. Elle est surtout active dans la zone du domaine côtier. Les zones de décrochements restent les sites privilégiés des mouvements tectoniques.

C'est ce mélange entre poussée tangentielle et surélévation par distension qui fait distinguer entre versant orogénique à profil gauche et versant épeirogénique à paroi.

DEUXIEME PARTIE

LES VALLEES MONTAGNARDES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE : CARACTERES ET PROBLEMES

La Grèce occidentale, les îles ioniennes à part, a subi dès la crise orogénique majeure une évolution de type continental. La question est de savoir si le réseau hydrographique d'aujourd'hui, c'est à dire les bassins-versants actuels, est l'héritier de celui plus ou moins immédiat qui a suivi l'émersion définitive de l'Épire-Acarnanie. On peut répondre par la négative si on tient compte de l'instabilité tectonique que révèle l'évolution des grands versants, et des changements de climat dont témoigne l'élaboration du karst. On peut cependant estimer que le réseau hydrographique a bénéficié pour se constituer de cette évolution antérieure.

Le réseau n'est développé qu'en Épire ; en Acarnanie et dans les îles ioniennes, il est composé de rivières courtes et côtières adaptées aux flancs des plis et aux synclinaux de flysch ou de molasse. Les bassins versants les plus vastes, les plus complexes, les plus élaborés, ceux pour lesquels se posent des problèmes de fluctuation de limites, se localisent dans le domaine épirote.

Cette région se subdivise en quatre réseaux et chacun a son originalité.

L'Arakthos est le seul à être adapté pour à peu près sa totalité à un trait structural et lithologique majeur, le synclinal d'Épire-Acarnanie. Le Louros est le contraire de l'Arakthos. Le fleuve (75 km) est entièrement inadapté puisqu'il est encaissé dans l'unité calcaire appelé par J. Aubouin unité du Louros. L'Achéron participe aux deux fleuves précédents puisque son cours amont s'est établi dans l'Épire creuse, le synclinal de flysch et de molasse de Derviziana-Botzara, alors que le cours aval est incisé dans les monts

de *Souli-Paramythia*, de *Margariti* et même de *Parga*. Seul le *Kalamas*, le plus long de ces fleuves, en prenant source au pied du mont *Nëmertska* albanais traverse en oblique l'*Épire* pour se jeter au terme d'un parcours inadapté dans le chenal corfiote. Il illustre toutes les situations rencontrées au sujet des fleuves précédents.

Tous ces fleuves ont pour caractéristiques de construire un delta et une plaine de remblaiement et de comporter même pour les mieux adaptés d'entre eux comme l'*Arakthos*, le long d'une de leurs sections ou pour la totalité de leur parcours un secteur inadapté. Le problème est de savoir si cette inadaptation est due à une surimposition ou à une antécédence même dirigée selon l'expression de J. Demangeot (55).

En tenant compte que la disposition du réseau est l'aboutissement d'une évolution somme toute récente, puisque la phase orogénique majeure se situe au Miocène inférieur, il est difficile d'admettre que le réseau doive son inadaptation à la seule existence des séries sédimentaires tendres pré- ou post-orogéniques.

Les séries post-orogéniques néogènes se cantonnent à la frange occidentale du continent et n'ont émergé qu'au Quaternaire faisant de *Corfou*, *Leurade* ou *Céphalonie* des fragments de précontinent apparus récemment. Quant aux séries pré-orogéniques, d'abord celles du flysch, elles ont été très vite enlevées sur les anticlinaux pour constituer les trois types de flysch reconnus par les géologues de l'I.F.P. (99). Ensuite les séries mollassiques se sont cantonnées dans des chenaux marins qui à l'Est ne dépassent pas l'*Épire creuse*. Enfin les crises orogéniques successives ont désorganisé complètement ce premier réseau s'il a existé.

Aussi faut-il pour comprendre l'organisation des réseaux analyser chaque bassin-versant. En effet, l'étude de la topographie des sommets ainsi que le modelé karstique ont montré qu'à partir du Pliocène-Villafranchien, l'érosion ne s'exerce plus par l'intermédiaire des processus aréolaires, mais par celui des processus bio-pédogéniques et par l'établissement progressif d'un fluvio-karst entre autres modalités. Il faut donc considérer en quelque sorte les vallées montagnardes comme les éléments les plus récents du réseau hydrographique ainsi que le suggèrent du reste les grands versants jamais recouverts par des gorges. L'érosion fluviale peut être considérée comme un des

processus intermittents nullement permanents. Il s'agit donc de déterminer comment les réseaux se sont constitués, c'est à dire comment on est passé progressivement d'un régime de cuvettes endoréiques à celui de vallées inadap-
tées. D'abord il faut caractériser les fondements structuraux du bassin, les dater et établir les rapports qu'ils ont avec le tracé du fleuve. En même temps il s'agit d'analyser les versants des vallées afin d'établir le moment de leur formation selon le rythme tectonique et climatique de la Grèce occi-
dentale. Il s'agit enfin d'établir les corrélations qui existent entre les séries détritiques et les formes karstiques et de considérer les rapports de ces éléments avec la morphologie des gorges et des auges alluviales.

Aussi proposons-nous d'étudier les trois fleuves de l'*Epire orientale* puisque chacun d'eux est le type d'une évolution et de terminer par le *Kalamas* qui dans le cadre de situations plus complexes associe toutes les évolutions précédentes. On peut ainsi au terme dégager des types d'organisation de bassins-versants.

Chapitre 21 : Les bassins versants de l'Epire orientale : l'Arakthos, le Lou-
ros, l'Achéron.

Chapitre 22 : Le Kalamas.

Chapitre 23 : Les types d'organisation des bassins-versants.

CHAPITRE 21

LES BASSINS VERSANTS DE L'ÉPIRE ORIENTALE : L'ARKTHOS, LE LOUROS, L'ACHERON

L'étude de ces trois bassins-versants permet de présenter chaque fois une situation particulière bien qu'il y ait des caractères communs soit morpho-structuraux, soit morpho-climatiques.

1. La vallée de l'Arakthos.

L'Arakthos est l'exemple du plus simple cas d'adaptation d'un cours d'eau aux conditions structurales.

Son cours se subdivise en trois secteurs :

- le cours supérieur résulte des confluences successives des rivières des Zagoria et du Pinde.
- le cours moyen par un coude brutal pénètre dans le mont Arakthos, le scinde d'une gorge et le quitte pour retrouver le flysch à nouveau.
- le cours inférieur s'insinue entre le Xêrcvouni et un paquet glissé d'Eocène, puis longe le flanc de la montagne, enfin délaissant la cluse morte d'Amotopos édifie une plaine alluviale qui colmate le fond du golfe d'Ambracie.

Le caractère principal de ce cours est d'une part l'adaptation de la rivière à la structure que ne contredit pas malgré les apparences la gorge du fleuve et d'autre part l'élaboration d'une vallée que soulignent les lambeaux des terrasses emboîtées dans une topographie de versants-glacis.

1.1. L'adaptation à la structure.

L'*Arakthos* en amont de ses gorges est adapté à des accidents tectoniques qui affectent le flysch. On observe en effet à la base du flanc oriental de l'anticlinal du *Driscos* des pendages verticaux et même inverses (55° - 45°). Cette disposition est liée à la "collapse structure" (I.G.R.S.-I.F.P.

99) qui affecte la couverture du flysch de ce versant. Plus en amont, la tectonique superficielle devient plus profonde et un fossé tectonique canalise la rivière qu'accompagnent les lambeaux d'une haute terrasse aux éperons des méandres.

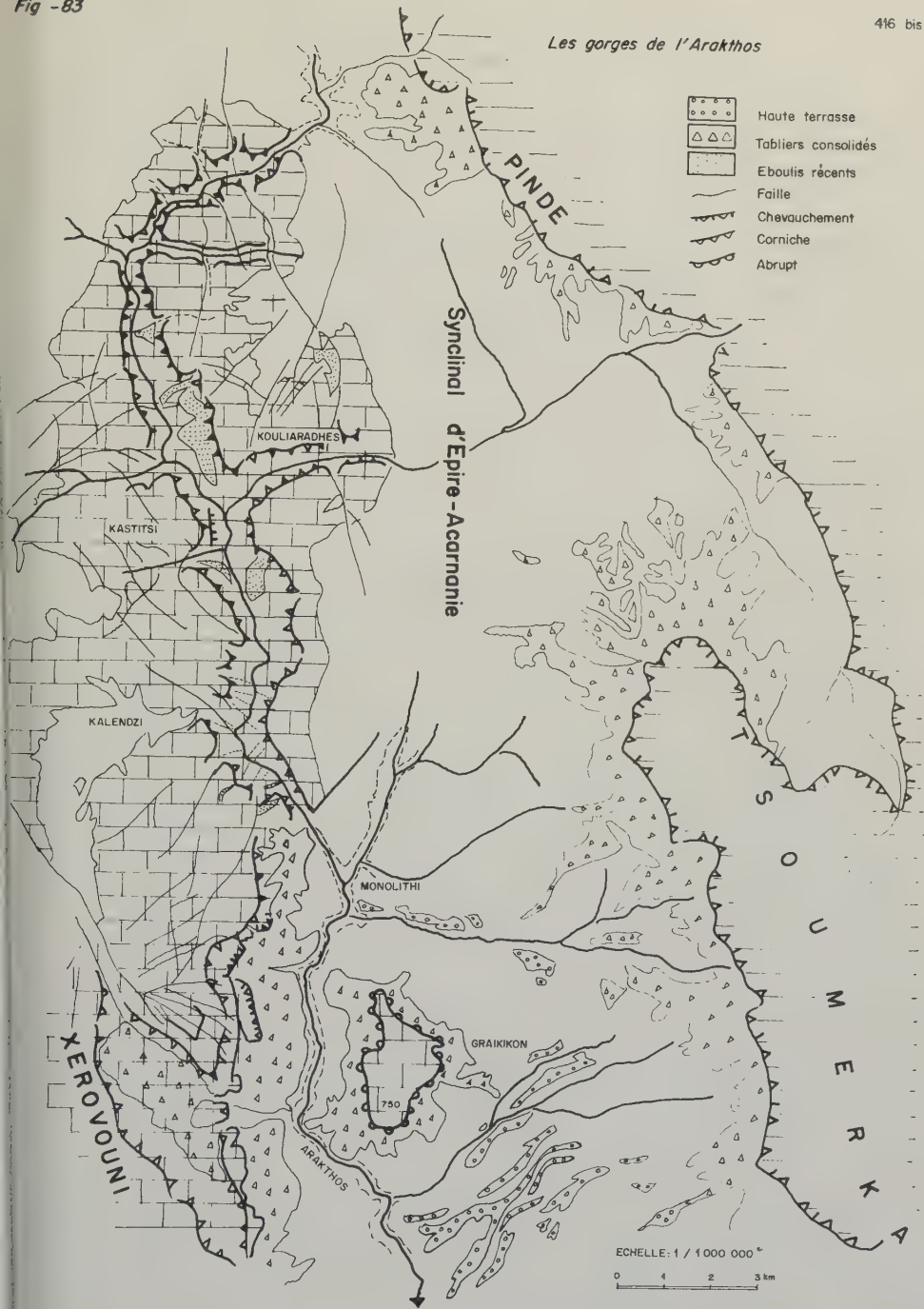
En revanche, plus en aval, le fleuve quitte le synclinal de flysch pour s'encaisser dans le mont calcaire. Ce dernier est un mont dérivé qui se dégage de l'enveloppe du flysch (région de *Pétrovouni* et secteur de *Khouliaradhès*). On observe que la charnière anticlinale de part et d'autre des gorges est dissymétrique. On constate, en effet, une différence de deux à trois cents mètres d'altitude dont ne peuvent rendre compte les variations des pendages. Tout se passe comme si un accident tectonique avait guidé les gorges. On aurait donc de part et d'autre d'un accident profond et oblique au pli, un fossé tectonique dans le flysch et un ensellement par distension de la voûte anticlinale. Cette disposition est analogue à la situation analysée par M. Mat-tauer (118) à propos du rejeu d'un décrochement dans le socle et de ses répercussions dans la couverture sédimentaire surincombante. Le décrochement peut se situer ici entre le *Mitsikéli* et le *Driscos* car le changement du pli dans cette région fait supposer l'existence d'un tel accident. La rivière exploite ainsi les failles dont on observe en outre les miroirs parallèles à l'entaille fluviale au droit de *Kastitsi*.

1.2. La constitution de la vallée (Fig. 83 p. 416)

En amont et en aval des gorges, la vallée de l'*Arakthos* est une entaille profonde de cent mètres où l'on peut observer un système de terrasses étagées.

La basse terrasse est liée à la réincision du dernier colmatage par le cours d'eau actuel. Elle est constituée d'éléments fins qui proviennent du flysch et qui reposent sur une assise de galets calcaires dont il est dif-

Les gorges de l'Arakthos



facile d'apprécier l'épaisseur. Légèrement brunifiée en surface, elle domine le fleuve de quelques mètres et elle est sapée lors des crues aux rives concaves des méandres.

La moyenne terrasse domine le fleuve sous la forme d'une banquette cultivée en céréales, limitée en aval par un abrupt de deux à trois mètres. Cette terrasse moyenne se suit tout au long du fleuve et se retrouve même dans les zones les plus élargies de la gorge. Dans le flysch, elle est constituée d'éléments locaux où aux galets de flysch (centile 7-8 cm) se mêlent des galets calcaires et des jaspes en provenance du Pinde (centile 6 cm). Une coupe montre les niveaux suivants :

- le flysch sur lequel repose en discordance le matériel alluvial.
- une assise inférieure, de 50 à 60 cm d'épaisseur, composée de galets de flysch bien roulés et peu altérés et de galets calcaires qui se délitent parfois en lamelles, et de jaspes sub-anguleux.
- en accordance une assise limoneuse (20-30 cm) d'un jaune clair. Cette assise est régulière et semble avoir été mise en place par colluvionnement. Au-dessus vient une assise limoneuse légèrement loessique sur une épaisseur de 50 à 60 cm. Il s'y intercale des assises de graviers. Le dépôt se termine par 20 à 30 cm de limon légèrement brunifié et argileux. Au-dessus, quelques centimètres de sol humifère terminent la série alluviale.

Ce type de dépôt courant tout au long de la vallée de l'*Arakthos* et de ses principaux affluents se décompose donc en deux séries. L'une est grossière, l'autre plus fine. La première correspond à un dépôt de rivière à forte compétence mais à écoulement intermittent, entraînant un dépôt brutal de la charge. La seconde indique plutôt un colmatage par colluvionnement prépondérant. Ce sont les vallons affluents qui alimentent la nappe alluviale de la vallée principale. L'écoulement est pâteux, la compétence moindre, les galets sont plus petits et moins bien roulés. On peut y voir une formation liée à des variations climatiques dont le rythme est long.

En effet, à un premier décapage des versants a succédé un colluvionnement généralisé où les écoulements boueux ont été remaniés légèrement par le vent et des ruissellements intermittents. La dernière assise a subi cependant une évolution pédologique et sert en outre de roche mère au sol actuel. La faible altération du dépôt, l'emplacement topographique au-dessus de

la vallée actuelle, la pédogénèse brune font rapporter la mise en place de la terrasse au cours de la dernière crise froide. Elle sert en outre de rochemère au sol actuel. La terrasse au sens strict a été cependant recouverte par des colluvions remaniées par le vent. La terrasse est donc climatique, elle correspond à une phase de stabilité et a évolué lors d'une phase où les écoulements fluviaux étaient sans doute très atténués.

La haute terrasse, sous l'isohypse de 100 mètres, est caillouteuse et altérée. On observe sur la nappe détritique épaisse d'un mètre en moyenne une assise rouge fluée. Celle-ci à forte teneur argileuse est composée par ordre décroissant d'abondance : de kaolinite, d'illite et de montmorillonite. Il semble qu'il faille interpréter cette assise comme un sol colluvionné qui vient recouvrir la haute terrasse. Sous le *Xérovouni*, on observe, en outre, à la base des éboulis de pente, des coulées qui passent latéralement à la nappe alluviale qui constitue la haute terrasse.

Les séquences climatiques successives qui ont mis en place les séries détritiques et superficielles, peuvent être les suivantes :

- une crise climatique et tectonique entraîne la mise en place des tabliers indurés. Cette crise se termine par une phase plus humide. Les appendices de ces tabliers sont d'anciens chenaux affluents de la vallée de l'*Arakthos*. (Haute terrasse).
- une période d'intense altération bio-pédogénique suit. Le flysch s'altère sous un couvert végétal forestier et sous un climat relativement chaud et humide. La nappe détritique s'altère elle aussi (haute terrasse altérée).
- nouvelle crise climatique qui en détruisant le couvert végétal décape les versants. Les assises argileuses par colluvionnement recouvrent la nappe détritique.
- période de dissection
- édification d'une moyenne terrasse climatique, d'abord sous un climat froid et humide, puis sous un climat plus froid et plus sec qui entraîne l'ennoyage partiel du modelé développé dans le flysch et décrit autour du *Gavrovo* (B. Bousquet et J.P. Charre, 39).
- réincision, comatage tardif et légère réincision de ce dernier (basse terrasse).

Dans les calcaires, la gorge de l'*Arakthos* est jalonnée par la terrasse moyenne. Mais nous avons retrouvé à 30 m au-dessus de la vallée ac-

tuelle, un lambeau de terrasse. On y observe des galets calcaires très hétérométriques dont certains proviennent du *Pinde*. Cette nappe est composée de galets roulés, elle présente une stratification entrecroisée et des lentilles de sable limoneux qui provient de la destruction du flysch. Par analogie de faciès on aurait là un lambeau de la haute terrasse qui prouve l'ancienneté de la gorge.

1.3. Les anciens modèles.

Les lambeaux de terrasses permettent de constater que, depuis le Quaternaire moyen, il y a eu un creusement de trente mètres. Comme certains de ces lambeaux se situent dans les gorges, il faut admettre que le canyon a pu être en partie incisé au Quaternaire ancien. Pour cela, il faut considérer le modèle du flysch et celui du secteur encaissé dans les calcaires.

a) - Le modèle du flysch

Entre le *Pinde* et le *Xérovouni*, le flysch est affecté d'un pli appelé anticlinal d'*Agios Georgios* par l'I.F.P.-I.G.R.S. (99). Cet anticlinal dans les grès d'*Anorakhi* est nivelé. L'aplanissement culmine à 500 m et il domine la haute terrasse. Il faut donc comprendre cette topographie haute comme un modèle hérité et antérieur aux tabliers d'éboulis des grands versants. Or cette topographie s'est elle-même développée aux dépens d'une plus ancienne. On en a la preuve avec la butte d'Eocène de *Graikikon*. Cette masse rocheuse couvre "uniformément plus de 2 km²" et se présente comme "un paquet glissé en provenance du *Xérovouni*" (I.G.R.S.-I.F.P. 99). La base de cette butte est à 700 m. Elle domine donc la topographie sommitale du flysch. Elle est le témoin d'une topographie plus ancienne, contemporaine de sa mise en place, antérieure à l'édification des tabliers consolidés qui la cernent. La mise en place suppose une pente continue au pied du *Xérovouni* ; or l'*Arakthos* est actuellement installé entre la butte et le flanc de l'anticlinal. Ce secteur de vallée ne peut donc être que postérieur à la mise en place du paquet glissé. Cette pente est un versant d'érosion postérieur à la phase orogénique principale. Le paquet glissé est donc contemporain d'une phase d'instabilité ultérieure. Or à *"Monolithi"*, sur le flanc oriental du *Xérovouni*, face à la butte d'Eocène, on exploitait autrefois en galerie du sel gemme associé à un gypse probablement

remontés dans le flysch à la faveur d'une faille" (I.G.R.S-I.F.P. 99). Il semble qu'il faille rattacher cette translation par gravité largement post-orogénique à une manifestation halocinétique.

La butte fossilise donc une topographie néogène et le modelé en contre bas qui caractérise le flysch date du Quaternaire ancien (Villafranchien). La tranche de terrain enlevé, épaisse en moyenne de deux cents mètres, représente l'ablation villafranchienne et la voûte rectifiée de l'anticlinal d'*Ayios Georgios* est un témoin de cette topographie aplanie estimée comme étant post-néogène dans le chapitre précédent.

Les tabliers indurés et la haute terrasse qui s'emboîtent dans cette haute topographie correspondent au Villafranchien terminal-Mindel. La vallée incise donc un berceau élaboré au cours du Quaternaire ancien. Cependant les gorges du calcaire sont profondes de 500-600 mètres et dans l'évolution proposée seuls les derniers cents mètres sont post-villafranchiens. Il faut donc considérer le canyon vif (gorge de l'*Arakthos*) ou mort (cluse d'*Amomotopos*) comme des héritages morphologiques pré-mindéliens qui pour leur plus grande part relève d'une antécédence.

b) - Le modelé des gorges calcaires (Fig. 83 p. 416)

Les versants des vallées diaclinales sont des pentes dont l'évolution est comparable à celle des grands versants. Il n'y a pas d'immunité apparente de ces parois qui pourrait en faire des gorges récentes.

- les gorges de l'*Arakthos*

Ces gorges ne possèdent pas de tabliers consolidés alors que les parois sont atténuées par des éboulis du Quaternaire récent. Le cours a pu d'abord être souterrain si on tient compte des conduits karstiques recoupés par le recul des versants. Ces galeries se situent dans le tiers supérieur des pentes et elles possèdent un profil longitudinal orienté vers le poljé de Jannina aux dépôts pliocènes connus (J. Aubouin, 01). Cet éboulement souterrain s'est donc développé à un moment pendant lequel l'écoulement subaérien ne pouvait se constituer. Il suppose aussi d'autres conditions de pente et donc l'absence des gorges actuelles, mais aussi de l'anticlinal tel qu'il est. Il semble qu'il faille situer cette préparation karstique au Pliocène étant donné les conditions climatiques reconstituées à partir du couvert végétal

(J. Sauvage et al. 149). Le creusement des gorges serait ainsi postérieur. Il dépendrait d'une antécédence dirigée qui résulterait de mouvements d'origine halocinétiq ue, si on tient compte du gypse de *Monolithi* et du déversement du pli vers l'Est, résultat sans doute d'un bourrage des têtes anticlinales par les évaporites. Dans ces conditions on comprend mieux l'existence de l'anticlinal de flysch du *Driscos*. Il serait une déformation récente, quaternaire en relation avec ces phénomènes.

L'*Arakthos* a été guidé par les failles qui ont pu ainsi rejouer au fini-pliocène, et il a transformé la disposition du réseau. En effet, les gorges sont obliques à la direction du pli alors que les affluents que le fleuve reçoit, sont alignés selon une direction Est-Ouest et malgré la coupure du fleuve leurs vallées sont assez dans le prolongement les unes des autres. Tout se passe comme si le fleuve désorganisait un réseau antérieur qui venait du *Pinde* et se dirigeait vers la cuvette de *Jannina*. A la hauteur du calcaire dénudé, il devait s'enfouir et développer un réseau souterrain qu'une évolution morphologique ultérieure a révélé et modifié.

Le développement de ces gorges à partir du Quaternaire ancien explique l'absence des tabliers indurés, présents en revanche dans la cluse d'*Ammotopos* et dont l'existence tend à prouver l'ancienneté de celle-ci.

- la cluse d'*Ammotopos*.

Cette cluse coupe d'E en W le *Xérovouni* méridional. Elle est atténuée par des tabliers anciens consolidés, semblables à ceux des parois calcaires. Leur aspect lité les fait rapporter à la phase humide terminale du Quaternaire ancien (Mindel). En outre, la comparaison des argiles du karst de *Gorgomoula* et de celles du karst qui dégrade ces tabliers, montre une abondance identique de kaolinite et d'illite et peu de montmorillonite. Comme la présence de ces tabliers est liée à l'abandon de la cluse par l'*Arakthos*, on peut admettre que le détournement du fleuve est antérieur à la phase bio-altérante bien datée de l'inter Mindel-Riss. La cluse est donc antérieure au Quaternaire moyen. Elle est une forme d'érosion du Villafranchien semblable à la cluse morte de l'*Achéloos* dans les monts du *Valtos* (B. Bousquet et J.P. Charre, 38). Son abandon est sans doute lié aux déformations villafranchiennes qui affectèrent cette extrémité de l'*Epire*.

L'*Arakthos* est donc un fleuve qui utilise un héritage morphologique dont les plus anciennes traces remontent au Pliocène.

1.4. La genèse de la vallée.

L'*Arakthos* est donc un fleuve à la vallée récente qui est adapté aux déformations récentes de la bordure orientale de l'Épire. Les déformations sont commandées par une halocinèse certaines post-orogénique. Le soulèvement du *Driscos* ainsi que celle du mont *Arakthos* ont pu diriger le cours du fleuve.

L'*Arakthos* a pu d'autre part désorganiser un premier réseau qui du *Pindese* dirigeait vers la dépression de *Jannina* et un second dont la partie aval conflue par la cluse d'*Ammotopos* avec le *Louros*. La partie moyenne, celle des gorges actuelles a unifié ces réseaux indépendants. Cette unification s'est réalisée au cours du Quaternaire ancien alors qu'en aval le fleuve devenait indépendant du *Louros*.

On peut ainsi dresser les étapes de la genèse de la vallée.

Actuel	incision
Tardiglaciaire	b)- colmatage (basse terrasse) a)- incision du flysch
Würm	b)- alluvionnement (moyenne terrasse) et colluvionnement des ravins du flysch a)- incision
Riss-Würm	incision et ravinement du flysch.
Riss	b)- incision a)- fluage des sols.
Mindel Riss	altération
Mindel	b)- alluvionnement, talus indurés et haute terrasse. a)- incision (gorge de l' <i>Arakthos</i>) et soulèvement.
Quaternaire ancien	érosion aréolaire et haute topographie du flysch.
Plio-Villafranchien	gauchissement et paquet glissé.

Pliocène	constitution des réseaux, cours souterrain d'origine karstique.
Pontien	crise post-orogénique, accentuation des déformations orogéniques.

Ainsi on n'observe aucun témoignage d'érosion linéaire superficielle avant le Quaternaire ancien. La préparation karstique est pliocène et l'incision linéaire lui est postérieure. La vallée s'est développée au cours du Villafranchien quand il y eut conjonction d'une instabilité tectonique et d'un changement climatique favorable à l'érosion linéaire. L'ampleur des gorges l'évolution des versants, la rareté des parois abruptes sont les faits morphologiques de cette évolution ultérieure. Le témoignage des terrasses permet d'évaluer l'incision climatique depuis le Mindel à une cinquantaine de mètres. Les accumulations alluviales mettent en évidence un rythme climatique contrasté au cours du Quaternaire moyen et récent. On peut en conclure que la vallée et le réseau ne sont pas contemporains.

2. La vallée du Louros.

La vallée est située entre les monts du *Louros* et du *Xérovouni*. Le tracé pose le problème de l'adaptation à la structure puisque le cours d'eau s'encaisse dans l'anticlinorium calcaire. Le deuxième problème est celui des limites du bassin-versant, au Nord vers le poljé de *Jannina* et vers le val de *Dodone* et au Sud vers les dépressions du lac *Ziros* et du mont des *Thesprotes*.

2.1. Le tracé de la vallée

L'actuelle vallée du *Louros* peut se subdiviser en trois secteurs. La partie amont correspond au val de *Kopani* ; la partie médiane est située au contact discordant du Vigla sur le Pantokrator ; la partie aval est encaissée dans la masse de Pantokrator avant d'emprunter un sillon marginal de diapi qui canalise la rivière vers le golfe d'*Arta*.

a) - l'adaptation à la structure

Dans la partie amont, le *Louros* est adapté à la structure et à la

lithologie puisqu'il utilise le synclinal de flysch de *Kopani* exagéré par effondrement. En effet cette unité structurale est encadrée par les failles de *Mousiotitsa* SW,NE qui en devenant N.S. rejoignent le champ de failles de *Theriakission* (I.G.R.S.-I.F.P. 99).

En revanche au centre, le *Louros* s'encaisse dans la masse calcaire (700-500 m) dominée par les *Monts du Louros* (1 200 m) et du *Xérovouni* (1 600 m). Les géologues de l'I.F.P. expliquent cette disposition par une "flexure sédimentaire" à la suite de subsidences différentielles qui affectent les synclinaux marginaux d'*Epire-Acarnanie* et de *Botzara*. En effet, ces bassins ont reçu de grandes épaisseurs de dépôts sédimentaires alors que les unités structurales qui les séparent, étaient des hauts-fonds à faible dépôt ou des zones rapidement décapées. Ainsi pour l'unité du Louros la voûte unique originelle s'est déformée en deux bourrelets marginaux : les anticlinaux du *Louros* et du *Xérovouni*. Ils encadrent un ensellement médian que des failles d'effondrement par distension peuvent exagérer (graben de *Mousiotitsa*-). Le *Louros* dans sa partie médiane est adapté à ce dispositif morpho-structural ancien. En outre, cette dépression est jalonnée par des bandes de broyage de Trias (diapir de *Néa Filippia* au Sud et pointement de *Bizani* dans le poljé de *Jannina*). Or ces affleurements sont recouverts de dépôts pliocènes tectonisés depuis. Le *Louros* est donc adapté à une gouttière structurale dont les rejeux peuvent être post-pliocènes.

Enfin le cours inférieur du *Louros* quitte cet ensellement pour s'encaisser dans la masse calcaire elle-même. L'adaptation n'est donc pas complète et même si elle l'était, elle n'expliquerait pas comment le fleuve passe du graben de *Mousiotitsa* à l'ensellement flexuré médian et de l'ensellement au golfe d'*Arta*. Seule la reconstitution des systèmes morphologiques à partir des séries détritiques et des formes karstiques permet de comprendre le parcours du *Louros*.

Au terme de cette analyse des influences morpho-structurales, on peut dire que le *Louros* est une rivière grossièrement adaptée à des accidents d'origine halo-cinétique et tectonique. Il emprunte un accident qui est l'équivalent de celui responsable du couloir étolien, avec la différence que sa réalisation a été en quelque sorte avortée en raison sans doute d'une compression d'intensité moindre.

b) - La vallée du Louros.

La vallée encaissée s'inscrit dans une topographie dont les caractères résultent de systèmes morphogéniques différents. Cette vallée récente utilise un héritage morphologique qui explique certains secteurs inadaptés.

- le bassin de Kopani. (Fig.84 p. 426)

Le bassin de *Kopani* détermine la partie amont de la vallée. Il s'agit d'examiner l'évolution des versants afin de mesurer l'action du *Louros*.

Sur la rive gauche du fleuve, l'escarpement tectonique interrompu par une gorge qui vide le gradin de *Tërovo*, est atténué à sa base par un tablier induré large de 500 m et long de 1 500 m. Cette brèche de pente consolidée s'avance sur le flysch et domine le *Louros* d'une quarantaine de mètres. Epais d'une dizaine de mètres en amont pour se réduire à deux mètres en aval, le tablier est affecté d'une rupture de pente convexe aux deux tiers de son développement. En amont de cette rupture de pente que l'on peut interpréter comme un talus qui raccorde deux dépôts, les éléments calcaires grossiers, hétérométriques et anguleux dominent ; à l'aval, là où le tablier est progressivement détruit par foirage du flysch, on observe qu'aux fragments anguleux légèrement émoussés se mêlent des galets de calcaire ou de flysch gréseux. Le tablier passe donc latéralement à un dépôt alluvial contemporain de la brèche. L'accumulation en effet est plus proche par sa pente d'un dépôt alluvial que de l'extrémité d'un tablier d'éboulis. Enfin le dépôt est altéré, dégradé par des lapiés bio-pédogéniques et même défoncé par des dolines combées de terre rouge. Ces formations se raccordent à une pente atténuée et développée dans le flysch de l'autre rive. Ce "replat résiduel" selon l'expression de J. Tricart, est lui-même emboîté en amont dans une plus haute pente qui gagne sur le versant calcaire du synclinal autour de *Lagiotisa* ; il domine en aval une surface plus basse que dissèque le *Louros*.

On a ainsi dans le bassin de *Kopani* une morphologie très nettement étagée. Le niveau supérieur (400 m), peu développé s'étend à la fois sur la bordure calcaire et sur le flysch et rappelle les aplanissements du *Kalamas* dans le synclinal de *Kalamas*. Le niveau intermédiaire très étendu (360 m) se raccorde au niveau des tabliers indurés ; le plus bas (320 m) domine le lit actuel du *Louros* (300 m) inscrit dans une basse terrasse (à deux-trois mètres au-dessus du lit de crue).

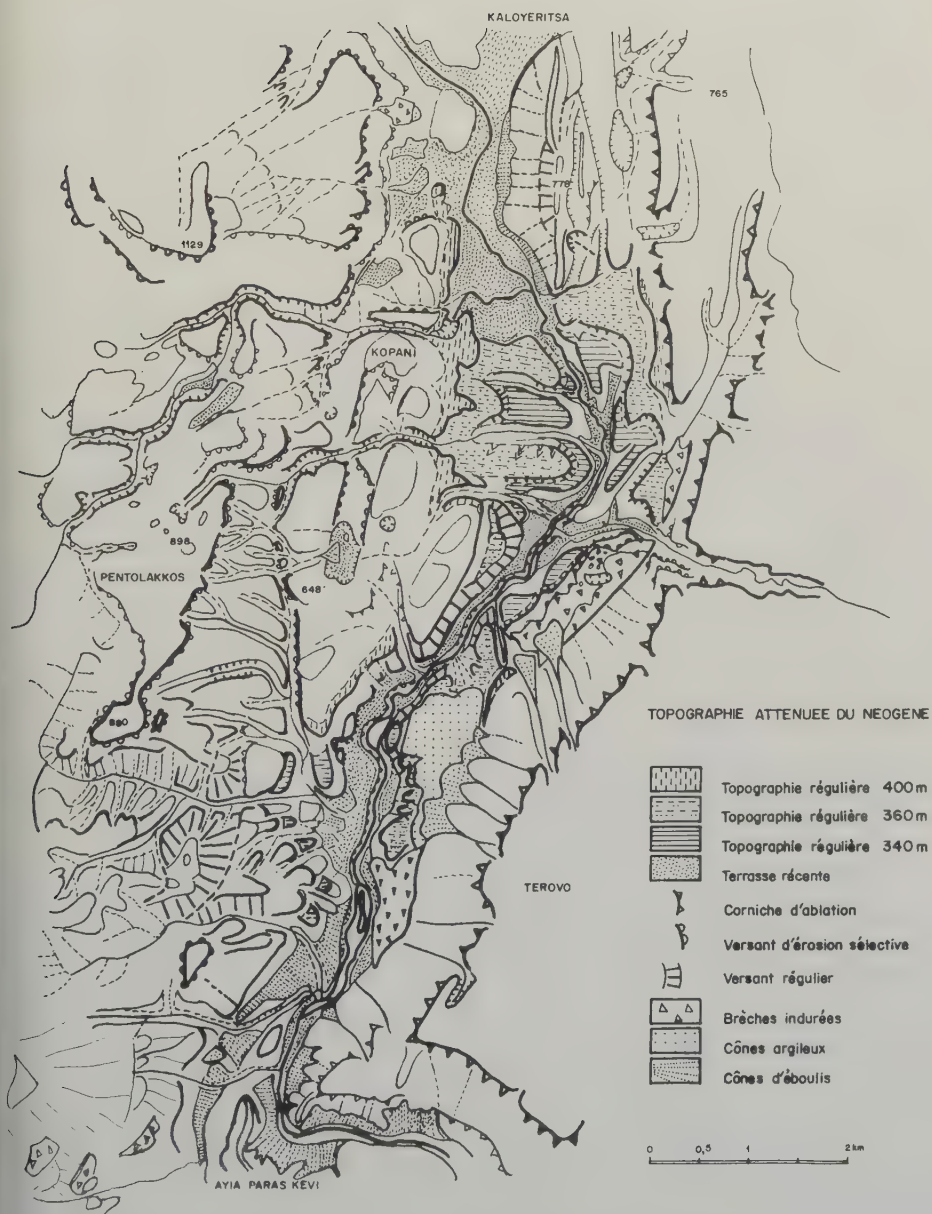
Seuls les deux premiers niveaux sont dégradés. Le niveau supérieur est karstifié, le calcaire troué de dolines (région de *Kopani*) ; le niveau moyen (360 m) montre une semblable dégradation avec ses tabliers karstifiés et son versant glacis de flysch feutré d'un sol d'altération rouge.

En outre autour de *Kato Miousotitsa*, au sud du bassin, avant que le *Louros* ne s'encaisse dans du *Pantokrator*, on observe dans le calcaire en plaquettes du *Vigla*, un modelé marqué de replats résiduels (360 m). De même sur la rive gauche du fleuve, en contre bas de la paroi de *Térovo*, il existe un palier dégagé dans l'Eocène et masqué par des dépôts argilo-caillouteux. Enfin à *Ano Mousiotitsa* au-dessus des torrents affluents du *Louros*, on retrouve plaqués sur les versants de *Pantokrator* des tabliers très indurés, aux blocs anguleux et très altérés. Le bas de ces tabliers domine une topographie karstique que comblent des cônes rouges. Ces dépôts colluviaux reposent sur une banquette calcaire inclinée vers l'aval, sorte d'ancien thalweg perché dont l'éperon d'*Ayia Paraskēvi*, juste à la confluence avec le *Louros* est aussi un témoin.

Ce niveau autour du bassin de *Kopani* représente un ancien bief du *Louros*. Par analogie de faciès et d'évolution avec les dépôts situés à la base des parois calcaires, les brèches de pente semblent antérieures à la phase bio-altérante du Quaternaire moyen et peuvent ainsi dater du Quaternaire ancien terminal (Mindel). L'élargissement du bassin de *Kopani* est lié aux divagations d'une rivière à crues violentes sous un climat frais comme le prouvent les galets gréseux. Il s'est peut-être même établie une nappe d'eau si on suppose la présence d'une légère couverture de flysch érodée depuis. Le glacis développé dans le flysch est contemporain des tabliers. On a ainsi les restes d'une topographie fini-périglacière simplement dégradée lors de la période chaude suivante.

Le niveau inférieur est au contraire postérieur à la phase bio-altérante puisqu'il n'est pas défiguré par les lapiés bio-pédogéniques qui ne descendent pas plus bas que le modelé supérieur ancien. Il se situe en outre en contre bas du secteur surimposé du *Louros* qui vide à travers un petit anticlinal de calcaire éocène le bassin de *Kopani*. Cette surimposition suppose pour point de départ une topographie plane et la présence d'une couverture de flysch. Ces conditions font que la surimposition, c'est à dire la crise

Le cours supérieur du Louros



d'érosion linéaire, est immédiatement postérieure au premier bief du *Louros*. Le niveau inférieur s'est développé après et en relation avec un système morphogénique aréolaire. Sous un sol peu épais, on peut observer une concentration discontinue d'amas friables de calcaire selon la terminologie de A. Ruelan (145). Il faut donc admettre qu'après une période favorisant l'incision linéaire a succédé une période d'érosion latérale, sous un couvert végétal peu dense. Après cet épisode morphogénique a suivi une reprise d'érosion linéaire puisque le niveau de flysch domine le dernier colmatage. Ce niveau sans accumulation alluviale semble donc correspondre à un interglaciaire. Enfin dominant ces topographies s'étend le haut niveau.

Réduit à l'état de lambeaux (400 m) autour de *Kopani*, cette topographie représente le modelé de départ de cette évolution morphogénique. Il est antérieur aux brèches de pente et représente le plancher du graben au Quaternaire ancien. Il témoigne ainsi d'un creusement mindélien du *Louros*. Il reste à connaître la topographie antérieure.

On peut l'observer, semble-t-il, autour de *Mélia* et de *Pendolakkas*. On a affaire à de longs revers développés dans le calcaire. Structuralement, ils représentent le synclinal de *Pendolakkas* (I.G.R.S.-I.F.P. 99) que des failles longitudinales étagent en contre bas de l'anticlinal du *Louros* (1 200 m.). La disposition structurale et les lambeaux de flysch disséminés sur le calcaire éocène entre 500-700 m font de cette topographie une forme sub-structurale. Cependant le nivellement d'escarpements de certaines failles à faible rejet en font une topographie d'érosion. Ainsi ces revers sont les témoins d'une topographie pré-quaternaire.

Il reste à savoir si le dispositif structural dans lequel s'encaisse le *Louros* dérive de jeux récents quaternaires.

Les escarpements tectoniques sont émoussés et incisés par le réseau des affluents et les torrents de face libre. Nulle part on n'observe des miroirs frais, au plus des miroirs exhumés au contact du flysch ou le long des vallées de fracture. Ces observations conduisent à dire que le graben est d'une remarquable stabilité depuis l'ultime phase tectonique. Celle-ci si on la met en relation avec l'halocinèse responsable de la reprise des chevauchements et de la surélévation des diapirs de *Nēa Filippia* et de *Janni-na*, date de la dernière grande phase orogénique post-pliocène. Si on accepte

que les tabliers anciens sont aussi contemporains de cette phase, cette dernière se place au plus tard au Mindel. Le graben de *Mousiotitsa* s'est donc déformé par flexure et parfois brisé sur de courts secteurs à ce moment. La topographie héritée du Pliocène a donc acquis sa disposition au plus tard au Mindel.

Les étapes de la vallée dans le bassin de *Kopani* peuvent être les suivantes d'après les témoignages recueillis.

- topographie atténuée du Pliocène (revers entre 500-700 m).
- déformation tectonique : accentuation du graben de *Mousiotitsa* par flexure d'origine halo-cinétique et par effondrements localisés.
- topographie atténuée du Quaternaire ancien (400 m).
- incision mindélienne.
- élargissement du bassin fini-mindélien.
- dégradation karstique de cette topographie.
- incision : gorge de surimposition du *Louros*
- élargissement du bassin dans le flysch (inter Riss-Würm)
- incision
- colmatage tardif.
- incision actuelle.

L'incision du *Louros* est donc effective sur une centaine de mètres. L'évolution semble s'être effectuée par la combinaison morphogénique faisant alterner des phases d'érosion linéaire et des phases d'érosion aréolaire. C'est ainsi qu'on observe une morphologie de bief et un modèle d'incision.

- Le cours moyen du Louros. (Fig. 85 p.428)

Ce secteur est compris entre *Kato Mousiotitsa* et *Drioifiton*. Le *Louros* s'adapte à un trait structural majeur. Le profil de versants, l'héritage morphologique et le cadre structural permettent d'analyser la genèse de cette partie de la vallée et de définir ainsi son principe d'organisation.

Le tracé de la vallée (Photo H.T. n° 12)

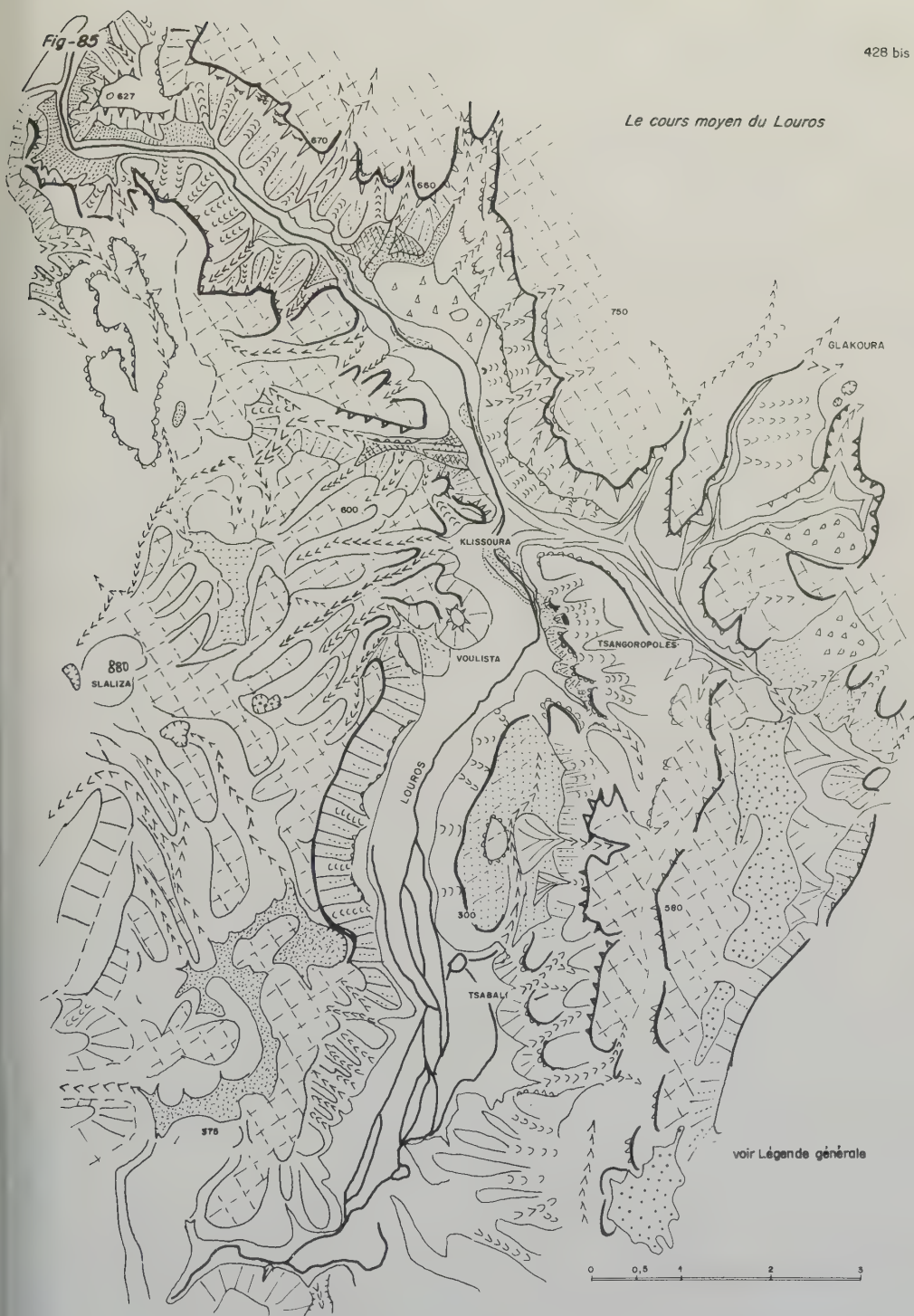
L'actuelle vallée est adaptée à un enlèvement médian que des effondrements locaux exagèrent.

En effet en aval de *Klissoura* si le versant de rive droite est une pente régulière d'une dénivellation de 200 m, le versant de rive gauche,

Fig-85

428 bis

Le cours moyen du Louros



au-dessus de *Tsabali*, s'étage par failles. Chaque bloc à 250 m et 450 m porte un lambeau de Sénonien qu'on retrouve sur l'autre rive à 320 m sur un éperon dominant *Volitsa*. On a là abaissé des témoins de la topographie atténuée qui compose les revers du *Louros* et du *Xérovouni*.

La dépression a donc été déterminée en partie par des accidents tectoniques. Cependant l'érosion précoce de la couverture sédimentaire tendre pré-orogénique a exclu rapidement le mécanisme de la surimposition. Si certains secteurs s'expliquent alors par une antécédence dirigée (secteur de *Tsabali*) ; d'autres sont difficiles à comprendre par l'un ou l'autre mécanisme. En effet la vallée du *Louros* n'est pas calibrée. Elle est composée d'élargissements atténués d'alluvions récentes, véritables biefs développés dans les calcaires post-liasiques que joignent des secteurs plus étroits situés dans le calcaire du *Pantokrator*. Cette disposition peut trouver une première explication à partir des facteurs structuraux. L'inégal calibrage de la vallée est lié à des variations d'altitude du contact entre le *Pantokrator* et la série post-liasique. Les gorges se développent dans le calcaire liasique structuralement haut (anticlinal du Moyen *Louros* selon l'I.F.P. 99). Les biefs dans les inflexions synclinales (synclinal de *Drifiton*, (I.C.R.S.-I.F.P. 99). Mais ces facteurs n'expliquent pas la morphologie des biefs. De même un effondrement récent d'origine tectonique est à exclure car nulle part on observe de miroirs frais. Il reste aussi à expliquer le développement des gorges.

Le tracé du fleuve se fait au prix d'un double changement de direction. La vallée du *Louros* en effet par une large boucle en aval du bassin de *Kopani* s'enfonce dans la masse de *Pantokrator* et s'oriente selon une direction NW,SE, perpendiculaire à celle du cours supérieur guidé par le graben de *Mousiotitsa*. A *Klissoura*, à nouveau, le fleuve s'infléchit vers le Sud. Alors qu'au droit de la première déviation, on observe une confluence banale avec des torrents établis sur des fractures, à *Klissoura* le *Louros* se coude au droit de la vallée de *Tsangaropoulos* qui mène au revers du *Xérovouni*. Cette vallée très large en aval se ramifie jusqu'au champ des gouffres de *Glakoura*. On remarque que la confluence chaque fois est le résultat de torrents dont le sens d'écoulement est à l'inverse de celui du *Louros*. Ce dispositif peut s'expliquer si on considère l'évolution des revers du *Louros* et du *Xérovouni*.

L'héritage morphologique

La disposition du réseau des affluents et les pentes des revers sont des éléments hérités.

a) - Les réseaux des affluents

Quand on examine la distribution du réseau des affluents du *Louros*, on remarque que ces derniers peuvent se classer en deux types.

- le réseau des affluents très courts qui dépendent de l'enfoncement de la vallée actuelle.

- le réseau des affluents dont l'élaboration n'apparaît pas liée à l'actuelle vallée. Dans l'unité du *Louros*, leur écoulement par rapport au *Louros* se fait soit vers le Nord (réseau de *Mousiotitsa*), soit vers le Sud parallèlement au fleuve (réseau de *Kérassona*), soit vers l'Est (réseau de *Kouklessi*). Le *Slaliza* (880 m) est le point de divergence des rivières. Leur rattachement au *Louros* est le résultat d'une évolution récente. Dans l'unité du *Xérovauni*, la rivière de *Tsangoropoulos* tournée vers le NW a hiérarchisé le réseau du gradin de *Gorgomoula* dont le niveau de base est le golfe d'Ambracie. Le *Louros* apparaît donc comme un élément récent qui a unifié depuis peu des réseaux multiples.

Or ces réseaux sont parfois alimentés par des résurgences et les versants des vallées sont stabilisés par des calcins. En effet les pentes en *Pantokrator* sont régularisées par de grands tabliers d'éboulis ocre dont la surface est indurée. Les parois dénudées sont elles aussi enduites d'une croûte calcaire de quelques millimètres d'épaisseur et légèrement litées. Ces faits tendent à montrer l'existence d'une intense circulation à l'intérieur des masses calcaires. Cette circulation est possible en raison d'une préparation antérieure que révèle les orifices morts aux flancs des gorges du *Louros*. Mais le réseau des affluents témoigne d'une période d'érosion linéaire dont les ramifications aériennes ont pu se développer grâce aux cours souterrains révélés par effondrement des plafonds. Il semble que pour le *Louros* lui-même ce processus ait pu jouer. En particulier pour le secteur encaissé de *Mousiotitsa*. Là existent deux facteurs favorables : les failles permettent l'enfouissement du réseau ; la flexure entraîne une brutale remontée de la série post-liasique et juxtapose au flysch du synclinal de *Mousiotitsa* le calcaire liasique très karstifiable. Le graben de *Mousiotitsa* devait ainsi canaliser une

vallée qui en aval s'aveuglait face au Pantokrator.

La topographie des revers

Les causses de *Gorgomoula* comme les revers du *Mont Louros* sont une haute topographie faiblement inclinée vers la vallée du *Louros* (700-500 m) et fort semblable à celle qui domine le graben de *Mousiotitsa*. Toutefois ces plateaux sont accidentés par des buttes de Vigla ou de Schistes à Posidonies (région de *Kouklessi*). Ces buttes, en partie dues à l'érosion différentielle, dominent à peine le revers des calcaires de Pantokrator. Ce dernier dérive de la surface liée à la discordance du Vigla. Mais les buttes elles-mêmes portent des lambeaux de surface liée à une érosion post-orogénique. On a donc une topographie à facettes que domine à l'Ouest un long versant qui mène aux points culminants (1 200-1 300 m). En outre, la pente des revers n'est pas régulièrement inclinée dans une même direction. Elle est au contraire affectée de pentes secondaires comme le révèle la disposition des réseaux affluents autour de *Slaliza*. Son gauchissement a été acquis avant le développement des cours d'eau.

Comme ce réseau est composé de vallées de fracture qui confluent vers des ouvalas dont le dessin rappelle des méandres de vallée (site de *Kerasdona*), on peut penser que l'intense tectonisation de la masse calcaire a facilité la multiplication des réseaux. Mais en même temps comme ces vallons dissèquent une topographie intensément corrodée par un karst composé de dolines feutrées de terra rossa et de collines lacérées de profonds lapiés biopédogéniques, on peut estimer qu'ils utilisent une intense préparation karstique.

Ce karst s'est d'autant plus développé qu'il affecte des séries calcaires épaisses aussi bien pour les revers du *Louros* (Pantokrator à gros bancs, épais de 1 200 m) que pour ceux du *Xérovouni* (calcaires post-liasiques épais de 800 m). Ce karst a sans doute défiguré un réseau antérieur comme tente à le montrer le dessin des ouvalas. La vallée du *Louros* est donc apparue à la suite d'une transformation du système morphogénique. Si on n'observe à son emplacement aucune trace de vallée antérieure, c'est que le drainage souterrain l'emportait hors le graben de *Mousiotitsa*.

Ce sont les gauchissements ultérieurs qui expliquent la disposition du réseau superficiel. Quant aux changements d'orientation constatés,

ils s'effectuent au moment où l'incision superficielle et linéaire l'emporte ; le calcaire broyé des lignes de faille alimente en galets le cours d'eau (site de *Klissoura* ou de *Mousiotitsa*).

Ainsi la vallée du *Louros* s'est adaptée à l'ensellement créé au Quaternaire ancien qui concentre ainsi à partir des pentes nouvelles les réseaux des revers. Cette concentration explique l'importance prise par cette vallée par rapport aux autres. La preuve en est donnée à plus petite échelle par la vallée de *Tsangaropoulos*. Celle-ci au cours inférieur aussi large que celui du *Louros* doit son importance à la confluence de nombreux torrents alimentés par le réseau endogé du *Xérovouni* que révèlent les gouffres alignés d'*Anoyion Gkloura* et *Katavothra*. Il apparaît donc que la vallée s'est développée grâce à une préparation karstique importante antérieure au Quaternaire ancien. Cette préparation commande les gorges de *Mousiotitsa* et de *Klissoura*. On en conclut que la plus ancienne élaboration du réseau est villafranchienne. Celle-ci a pu toutefois bénéficier d'anciens réseaux pliocènes comme l'a fait sous-entendre l'évolution de certaines dolines en particulier autour de *Gorgomoula* sur le *Xérovouni* ou autour de *Kérassona* sur le plateau du *Louros*.

c) - Les versants de la vallée du Louros médian

L'évolution des versants de la vallée montre que les secteurs ont évolué à partir de systèmes morphogéniques variés.

Les différents types de versant

Les versants recoupent soit les calcaires en plaquettes, soit les calcaires massifs ou bien ils enveloppent toute la série. Ils présentent aussi des dénivellations différentes liées à la pente générale de l'*Épire méridionale* vers le golfe d'*Ambracie*. Quel que soit le calcaire, les versants ont un profil régulier ou convexe qui dépend aussi bien des facteurs structuraux que des processus morphogéniques. On peut aussi distinguer les versants composites et les versants homogènes du point de vue lithologique et les versants conformes ou contraires selon leur position vis à vis du pendage.

Le modèle des versants

Les versants composites contraires au profil dû à des processus de gélifraction.

Ces versants de rive gauche du fleuve se situent entre *Mousiotitsa*

et klissoura et en aval du défilé de Klissoura (secteurs d'*Ayios Emilianos* et de *Tsabali*).

Ces versants se composent de deux panneaux que sépare une vire. Le haut du versant se développe dans la série post-liasique. La pente est régulière dans les calcaires en plaquettes et constituée de corniches multiples dans le Sénonien. Cette ablation différentielle est commandée par une lithologie sensible aux processus de gélifraction. La vire est liée à la présence des schistes à Posidonies, feuillet plus tendre qui entraîne le recul des séries surincombantes. Le bas du versant en calcaire massif de Pantokrator est composé d'une corniche dégradée par des grottes épidermiques enduites d'un calcin ferrugineux, et d'une pente régulière dont la base est atténuée par des éboulis. Des couloirs de face libre ont peu incisé le versant et les interfluves sont émoussés. Ces versants sont proches de la famille des versants convexes et peuvent comme eux être considérés comme des formes modelées par des processus cryo-nivaux.

Les éboulis de pente sont des nappes de couleur grise où l'on observe un tri longitudinal et parfois latéral quand elles se rapprochent du cône d'éboulis. Ou bien des nappes ocres grossièrement lités, masquées par des apports plus récents, parfois profondément incisées par des torrents actuels.

Enfin aux débouchés des vallons s'étalent en éventail des cônes incisés par des bras morts ou vifs des torrents actuels. Ces accumulations ne se raccordent pas latéralement aux nappes ocres. Ils sont formés d'un matériel subanguleux indurés imparfaitement en surface et recouverts d'un manteau limoneux châtain clair.

Ces versants composites contraires présentent donc une morphologie de paroi montagnarde où les cycles gel-dégel ont façonné des pentes régulières et entraîné la constitution de nappes d'éboulis.

Sur les versants composites contraires à développement moindre (200 m) et situés au-dessus des biefs de la vallée, on observe une morphologie assez différente. Les séries post-liasiques présentent un modelé de versant émoussé ; le feuillet schisteux porte une lande de fougère parce qu'il est ameubli par une altération superficielle ; le versant en Pantokrator se présente sous l'aspect d'interfluves arrondis que séparent des incisions élémentaires et assez profondes. Toutefois on peut estimer que l'enveloppe convexe du

versant est aussi dépendante de processus cryoclastiques.

Quel que soit le calcaire, les versants dénudés sont lacérés par des lapiés. Ces derniers sont du type lapiés structuraux sans qu'ils défigurent cependant la convexité des versants. L'absence de lapiés bio-pédogéniques présents seulement au-dessus de 200 m, fait dire que l'on a affaire à des versants apparus tardivement, comme le suggèrent les processus cryoclastiques qui semblent ainsi les processus les plus courants pour expliquer l'usure de ces pentes.

Les versants composites conformes : preuve d'une double phase d'incision sous des climats différents.

Ces versants se localisent sur la rive droite du *Louros* : sites de *Kérassona* ou de *Kouklessi*. Pour l'un comme pour l'autre on a affaire à un flanc d'anticlinal.

Le versant de *Kérassona* (200 m de commandement) recoupe le *Pantokrator* lapiésé et limité en aval par un miroir exhumé, une bande de schistes à *Posidonies* altérée et ravinée et en contre bas le *Vigla*, versant convexe qu'incisent peu des entailles élémentaires. Le modèle est donc ici d'érosion différentielle à la suite d'une altération superficielle (lapiés et altérites rouges du schiste) et en raison d'une attaque des versants dénudés.

Le versant de *Kouklessi* se présente comme un chevron isolé par des torrents de fracture dont celui de *Kato kouklessi* présente plusieurs formations alluviales.

Le cône inférieur repose sur le *Pantokrator* accidenté de petites marmites. Il est formé de nappes indurées épaisses de quatre mètres. Les unes sont constituées d'éléments roulés de la taille du galet et les autres de graviers. L'induration est irrégulière mais affecte toute l'épaisseur du dépôt. Aux nappes torrentielles semblent se mêler des nappes latérales de versant. Par dessus s'étale un autre cône. Ses couches de graviers et de galets alternent avec des lits plus limoneux. Sur ses marges, du côté *Vigla*, arrivent des nappes caillouteuses et argileuses, du côté *Pantokrator*, des éboulis récents gris qui ravinent une paroi ruiforme. Au sommet, l'accumulation torrentielle s'étale largement recouverte d'une pellicule de limon châtain clair.

On a donc deux cônes qui se superposent. Le premier est induré et n'atténue pas entièrement la vallée ; l'autre plus meuble recouvre le pre-

mier. Le torrent actuel incise les deux formations et construit son cône blanc plus en aval. Il est remarquable qu'aucune de ces trois constructions détritiques n'atteigne le lit du *Louros* légèrement en contre bas.

Les nappes indurées sont sans lentilles d'éléments fins, sans stratifications entrecroisées. Les galets subanguleux indiquent un transport sur une courte distance et les lits successifs un transport par des laves torrentielles. Le cône supérieur présente une sédimentation plus désordonnée et plus torrentielle. Il semble que s'oppose un écoulement boueux sous climat plus sec à un alluvionnement torrentiel sous un climat humide et froid. Ces nappes en outre sont restées dans la vallée sans déborder vers le *Louros*. La disposition du matériel, sa localisation étroite aux vallées affluentes du fleuve indiquent que ces cônes se sont mis en place sous un climat sec et sans doute froid puisque des nappes latérales anguleuses s'y interstratifient. D'autre part leur induration et leur fraîcheur font dire que leur dépôt s'est effectué après la phase bio-altérante du Quaternaire moyen. Leurs aspects différents conduisent à dire que l'on a affaire à deux périodes froides.

La preuve peut en être donnée par la morphologie du vallon de *Kouklessi*. Le contact du *Vigla* et du *Pantokrator* se fait le long d'une faille. Les versants émoussés et lapiésés sont limités au-dessus du thalweg par des miroirs exhumés. Cette opposition de pente indique que l'incision est récente et que la convexité du versant lui est antérieure. Les lapiés bio-pédogéniques détruits par les processus ultérieurs ont été entraînés puis évacués par les torrents et ont comblés la vallée principale.

On retrouve la même évolution plus complète pour le torrent de *Tsangaropaulos*.

La vallée est atténuée par un cône ancien qui passe latéralement en amont à des tabliers indurés anciens. En contre bas s'étale un cône induré à galets disposés en lits. Les versants sont alors atténués par des nappes ocre. Un cône plus récent et blanc arrive légèrement perché au-dessus de la vallée du *Louros*.

Le cône le plus ancien s'arrête au-dessus de la ligne isohypse 400 m et, si on prolonge le profil longitudinal de cet ancien torrent, on aboutit à la corniche en *Pantokrator* des versants composites de la vallée du *Louros*. On retrouve donc les deux grandes phases d'incision postérieures à la

phase bio-altérante du Quaternaire ancien. En même temps on a confirmation d'un épisode similaire antécédent. L'étagement des éboulis le long des parois prouve le creusement progressif.

Les versants homogènes dans le Pantokrator : preuve d'une gélifraction récente sous un climat sec puis sous un climat humide.

On peut les étudier dans le défilé de *Mousiotitsa*. Le *Louros* est dominé par une paroi haute de 400 mètres et tournée vers le NE, dans l'ombre très tôt l'après-midi.

Le haut du versant est un abrupt ruiniforme subdivisé en saillants entre lesquels s'insinuent les têtes des nappes et des coulières de blocailles. Sous la face libre s'étend le tablier d'éboulis, raviné par des torrents.

Le tablier a une pente de 33° et semble s'être constitué uniquement par gravité. Cependant il présente un litage peu prononcé où alternent des lits à gros éléments (7-8 cm pour 20-30 cm d'épaisseur) et des lits à petits éléments (1-2 cm pour 15-20 cm d'épaisseur). L'induration est imparfaite, la teinte est ocre. Enfin il existe une dissémination irrégulière de blocs (20 x 10 cm). L'éboulis est donc homogène, sans interruption d'apports, sans sol interne ni colluvionné. On a affaire à une nappe ocre très courante sur les versants de l'unité du *Louros* ou du *Xérovouni*. Son développement nécessite d'après Y. Guilién (90) des bancs de neige et un climat contrasté à saison sèche prolongée, et peut être un glissement lent favorisant le litage (P. Bout, 34) puisque la tranche de l'éboulis "se décompose en une série de lames de vitesse différentes qui se superposent" (P. Birot, 12). Pour ces nappes ocres, il semble qu'il faille retenir la sécheresse du climat pour expliquer leur aspect.

Par dessus viennent s'étaler des nappes plus récentes, en vrac, avec des blocs. Ces nappes se rapprochent du cône d'éboulis torrentiel, affecté de mouvements lents ou catastrophiques. Près des parois on observe une induration superficielle liée à un calcin vacuolaire. Ces pellicules rubanées (A. Ruellan, 145) sont liées à un écoulement superficiel et à l'évaporation de paroi. Elles réclament pour leur formation un climat à saison sèche et chaude. Elles seraient donc d'un interglaciaire et relativement récentes.

Ces éboulis masquent une formation qui se décompose en trois assises :

- une assise argileuse (20 cm) recouverte par la nappe ocre.
- un bandeau d'alluvions à galets et à stratifications entrecroisées.
- une brèche de pente inférieure.

Le *Louros* coule deux mètres en contre bas. L'assise argileuse est un sol transporté et représente une cuvette de décantation au sein d'un lit caillouteux à une époque où le *Louros* alluvionnait beaucoup. Le cortège phylliteux de l'assise argileuse est composé de 16 % de kaolinite mal cristallisée, 32 % d'illite bien cristallisée, 30 % de montmorillonite, 22 % d'un mélange d'illite et de chlorite. Ce sol transporté représente une évolution pédologique récente puisqu'il est recouvert par les nappes ocres. On peut y voir un sol érodé d'un interstade du Würm. De même la fraîcheur des galets, leur position dans le thalweg sont aussi des indices d'un alluvionnement récent. Les nappes ocres recouvrent un lit alluvial du *Louros* qui date de la dernière période froide.

Dans d'autres secteurs où les parois sont du même type, on retrouve les mêmes catégories d'éboulis avec des différences qui tiennent à l'état du calcaire et à l'exposition du versant. Par exemple plus les débris sont petits, plus la trituration tectonique est grande. De même, à l'entrée des gorges de *Mousiotitsa* sur une paroi qui regarde vers le SW on retrouve les trois types d'éboulis :

- à la base, des talus à gros éléments disposés en larges cônes d'éboulis torrentiels. Au centre, une nappe ocre constituée d'éléments fins où le litage est moins visible que dans les nappes des gorges. Ici l'orientation joue un rôle essentiel. Quand la paroi est rapidement dans l'ombre, les processus cryoclastiques l'emportent ; quand elle est ensoleillée dans l'après midi, la fonte de la neige plus lente fait que les reptations l'emportent et dérangent l'arrangement des apports par gravité. Les nappes récentes analogues et de même évolution se trouvent au sommet. Pour ces dernières, le facteur température intervient moins que ceux de l'humidité et du ruissellement.

L'apparition de ces nappes dans le secteur où les parois atteignent le plus grand développement et les plus hautes altitudes, montre l'efficacité des processus soumis à un étagement climatique qui semble s'être estompé pour les apports détritiques les plus récents. Ensuite, la superposition des éboulis et les aspects particuliers de chacun révèlent des variations de

processus climatiques. On passe d'un climat froid et humide à un climat froid et sec pour revenir à un climat humide et froid. Enfin la situation des formations au sein même de la vallée montre que les éboulis se sont constitués lors d'une phase de stabilité et qu'ils recouvrent un ancien lit alluvial du *Louros*. Ceci tend à montrer que le creusement a eu lieu plutôt en début de période froide.

Les versants conformes dans le Vigla : preuve d'un aplanissement karstique tardif.

Ces versants se situent en contre bas de *Gymnotopos* et dominent le bief aval. Réguliers et incisés, ils se terminent par une pente qui se présente comme un aplanissement karstique. Il faut y voir un niveau d'érosion du *Louros*, antérieur à la dernière incision.

Les étapes du creusement du cours médian

- Une première incision aménage la gouttière structurale. Des versants de cette première vallée sont atténués par les éboulis les plus anciens et les plus indurés.

-le développement d'un modelé de corrosion karstique.

-la deuxième incision est responsable de la vallée actuelle.

Ces versants sont atténués par les éboulis les plus récents.

c) - Le Louros inférieur : les gorges d'Ayios Georgios

Cet ultime secteur avant le golfe d'Ambracie se situe dans les calcaires de Pantokrator. L'inadaptation est donc flagrante et elle est liée à un enfouissement de la rivière dans le calcaire avant que son cours souterrain ne soit révélé par l'effondrement de la voûte (Fig. 86 p. 438).

La profonde karstification du calcaire est prouvée par les figures superficielles : lapiés profonds et dolines d'effondrement, par le conduit karstique parallèle au thalweg qui troue perché à 80 m un éperon de versant, par l'absence de toute alluvion du fleuve dans l'ouvala de *Kokkinopoulos* malgré un col de communication avec la vallée, preuve que le thalweg était déjà en contre bas quand la vallée est devenue gorge. Preuves aussi, les exurgences qui alimentent le barrage du *Louros* avec des débits de 2,5 à 4 m³/sec.

Ces faits montrent que le *Louros* inférieur a pu capturer par érosion régressive d'origine karstique le bief amont.



Les gorges d'Ayios Georgios : vallée inférieure du Louros

-  Escarpement de faille héritée
-  Versant cintré
-  Incision récente
-  Incision héritée plio-villafranchienne
-  Nappe d'éboulis
-  Colmatage de vallée ou de poché
-  Terra Rossa
-  Gorge du Louros



En outre l'intérêt de ce secteur vient de ce qu'on a pu dater certains éboulis par du matériel préhistorique et évaluer la reprise d'érosion grâce à l'aqueduc romain de *Nicopolis*.

En effet des préhistoriens britanniques ont trouvé du matériel paléolithique qu'ils ont datés pour le plus ancien de 40 000 BP et pour le plus récent de 26 000 à 17 000 BP (Datation C 14 in E. Higgs et al. 97).

Le matériel le plus ancien correspond à l'interstade Laufen (Würm 2 - 3), le plus récent au Würm 3. Or d'après les travaux d'Escalon de Fonton (72) et ceux de Lumley et al. (115) le Laufen se caractérise par un climat voisin de l'actuel et le Würm 3 par un climat froid et sec à très brefs réchauffements au plus tempérés. Les travaux de H. Chamley (50) ont montré que la Méditerranée orientale était marquée par les mêmes successions climatiques. On peut étant donné les dépôts dans lesquels les pièces ont été trouvées, estimer que les nappes ocres sont du Würm 3 et que les assises argileuses interstratifiées dans les terrasses alluviales du Louros représentent les sols du Laufen en partie.

Enfin la doline de *Kokkinopoulos* est traversée par l'aqueduc romain construit pour alimenter en eau *Nicopolis*. La ville fut fondée en 31 av. J.C. par le futur Auguste après sa victoire d'Actium. Or les piliers de l'aqueduc sont déchaussés et dominent un modelé de ravines. L'incision est historique comme le reconnaît aussi Vita-Finzi (171).

Ces faits montrent que les gorges se sont ouvertes au cours du Würm inférieur.

d) - La génèse de la vallée du Louros

On peut proposer les étapes suivantes :

- Quaternaire ancien : topographie de dégradation lente héritée du mio-pliocène, déformée par des gauchissements halocinétiques ou des rejeux de faille. Désorganisation d'un ancien réseau indépendant de la vallée du Louros (1ère phase lacustre du Xéroméros d'Acarnanie, chap. 17).
- Quaternaire moyen : début de l'incision. Aménagement d'une gouttière structurale et apparition des brèches anciennes lors d'une phase de stabilité. Ces brèches ne descendent pas plus bas que l'isohypse 400 m.
- Fin du Quaternaire moyen : écoulement fluvial certifié par les lambeaux de terrasse et cônes anciens dans les vallons affluents.

- Quaternaire Mindel-Riss : corrosion karstique, bief de corrosion latérale. (à raccorder avec la 2ème phase lacustre du Xéroméros d'Acarnanie, chap. 17).

- Quaternaire récent.

Cette période est marquée par des phases successives d'incision et d'alluvionnement et par des périodes de corrosion latérale.

2.2. Les limites du bassin-versant du Louros

a) - Les limites septentrionales (cf. fig. 87 p.440)

Les limites septentrionales du bassin versant du Louros posent le problème de l'évolution morpho-structurale du seuil topographique qui sépare le bassin de *Kopani* des bassins septentrionaux de *Dodone* et de *Jannina*.

- Le cadre structural.

Ce seuil se présente comme une cloison calcaire tectonisée à l'extrême par le champ de failles de *Theriakission*, par le décrochement de *Pétous-si*, par celui de *Variadhès*. Ces accidents déterminent de nombreux compartiments en coin aux dépens d'une structure plissée qui comprend d'W en E le synclinal de *Dodone*, la voûte anticlinale de *Theriakission*, le synclinal de *Sklivani* et l'anticlinal de *Serviana*.

- La disposition topographique

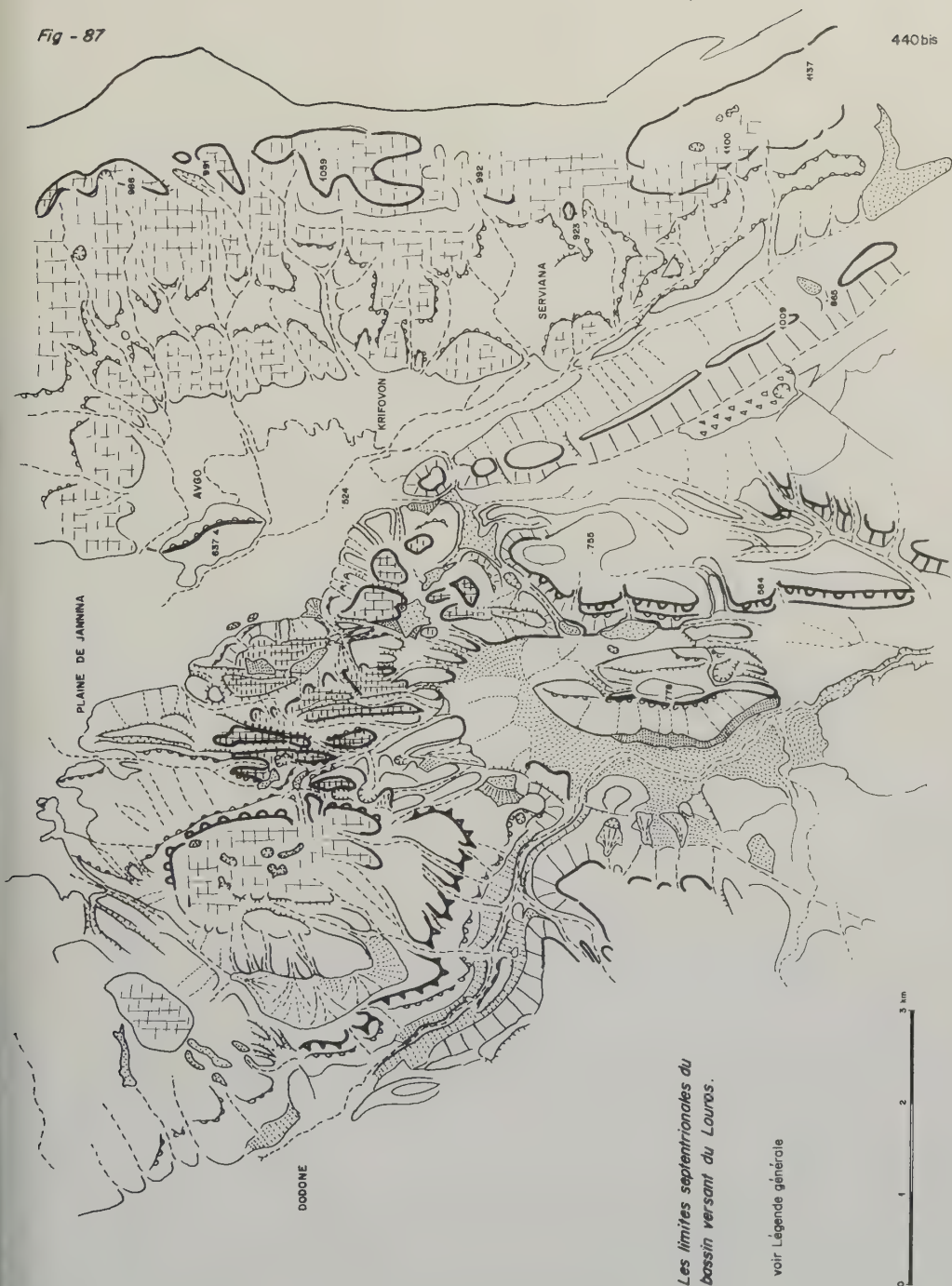
La disposition topographique est plus simple que ne le fait supposer le cadre structural décrit.

Les blocs juxtaposés sont séparés par des vallons de fracture et leurs revers enveloppent des affleurements calcaires différents bien qu'à la même altitude. L'ancienne topographie de dégradation est ici gauchie et brisée. L'anticlinal de *Serviana* se présente comme un amont dissymétrique repleyé selon le modèle présenté par J. Masseport (120). Il apporte donc la preuve d'une évolution en deux phases que sépare une période d'érosion. En outre, de nombreuses failles ont eu leurs escarpements nivelés. Cependant le seuil dérive d'un étagement des blocs qui le constituent.

La phase tectonique cassante qui réactive ainsi d'anciens accidents, a eu tendance à surélever la cloison calcaire. Cette néo-tectonique doit être liée à la halo-tectonique qui commande l'apparition des brèches de Trias de *Bizani* dans le bassin sud de *Jannina*. Celle-ci semble être post-

Fig - 87

440bis



pliocène, car le diapir constitue un seuil qui isole le Pliocène de *Krifo*vo (S. Gillet, ⁸⁴) au Sud du reste de l'ancien bassin pliocène largement étalé au Nord, autour de *Jannina*.

Le gauchissement pré-pliocène a gêné les communications avec le bassin de *Kopani* et la néo-tectonique post-pliocène accentua ce compartimentage.

- L'évolution du modelé

Les escarpements sont des versants réguliers et atténués par des éboulis indurés. Ces pentes dominent des thalwegs de fracture et des dolines qui contiennent de la terra rossa. Ces dernières peuvent être éventrées par un torrent dirigé vers le bassin de *Kopani* ou vers la dépression de *Jannina*. Le seuil sert de ligne de partage des eaux. Or l'élaboration d'une telle morphologie suppose une période de stabilité tectonique et un isolement certain. Les niveaux de base sont à l'intérieur même de la cloison. Une telle évolution se révèle dans l'évolution des argiles des dolines.

On peut compter 20 % de kaolinite, 28 % de chlorite, 42 % d'illite, 10 % d'attapulгите. La kaolinite qui souligne une corrosion du calcaire sous un climat chaud et humide et dans un milieu acide et lessivé, est un sol hérité auquel s'ajoutent de très forts pourcentages d'illite et de chlorite. Ces argiles détritiques reflètent la dégradation du calcaire et leur abondance s'explique par la permanence de la dégradation en un milieu isolé à l'évacuation lente. En d'autres termes, un milieu confiné parfois sec comme l'indique l'attapulгите. En outre comme certaines dolines ont été couvertes à la suite d'une érosion régressive des torrents, on peut admettre que l'incision est tardive et postérieure à la formation de l'attapulгите.

Enfin les versants des vallées de ligne de faille sont atténués par des éboulis. Les uns sont très indurés et stabilisés par un ciment ferrugineux ; d'autres sont légèrement indurés en surface et de couleur ocre semblables aux nappes de la vallée du *Louros*. Ils sont donc récents. L'altitude du seuil (700 m) autorise l'apparition de ces nappes. Ces éboulis montrent l'évolution autigène de cette unité topographique.

Ainsi le bassin du *Louros* a donc toujours été délimité au Nord par le seuil de *Thëriakission*. La communication avec le poljé de *Jannina* n'a jamais

pu s'élaborer pour des raisons structurales. Les décrochements contre lesquels s'amortissent les rejeux tectoniques et la néo-tectonique post-pliocène ont gêné l'enfouissement karstique méridien entre le poljé de *Jannina* et le bassin de *Kopani*. En revanche l'accroissement latéral du bassin a été favorisé. Il s'est fait vers le val de *Dodone* en raison d'un effondrement par distension en relation avec des rejeux tardifs ; il s'est orienté vers le val de *Térove* à partir des lignes de faille.

b) - Les limites méridionales du bassin-versant (cf. Fig. 88 p. 442)

L'Épire méridionale est marquée par trois dépressions : la vallée du *Louros* , la plaine du lac *Ziros* et la plaine de *Kalivē Kranēas*. La question est de savoir quel rôle a pu jouer le *Louros* en raison des séries détritiques qu'on y trouve.

- La disposition des dépressions

Le dispositif structural peut expliquer en partie l'existence de ces dépressions.

La vallée du *Louros* et la plaine du lac *Ziros* accompagnent le diapir de *Nēa Filippia* et peuvent être assimilées à des sillons marginaux. La dépression de *Kalivē Kranēas* se développe au front de la nappe du *Louros*. Le synclinal de *Botzara* ainsi recouvert a, semble-t-il, créé un barrage kastique aval.

- L'apparition des dépressions

La bande de broyage de *Nēa Filippia* est masquée par une série détritique datée du Pliocène. (J. Aubouin, ⁰¹ et I.G.R.S.-I.F.P. 99). Elle se termine par des conglomérats en accordance avec la série inférieure.

La microfaune caractérise un milieu saumâtre de type lagunaire. Les dépôts sont des cônes torrentiels, des cordons littoraux recoupés et des accumulations éoliennes puisque le matériel est à l'occasion patiné. La dernière accumulation est un dépôt d'origine fluviatile. Ce dépôt de plaine de niveau de base culmine à 200 m à la suite de déformations post-pliocènes. Il faut donc admettre un rejeu d'origine halocinétique de cette bande de broyage et considérer les dépressions qui l'accompagnent comme des sillons marginaux relativement récents. Ils sont à peine postérieurs à la dernière accumulation déposée qui peut être contemporaine du Calabrien régressif en Grèce Occidentale



Les limites méridionales du bassin versant du Louros

voir Légende générale



à la suite d'une instabilité tectonique d'après B. Kéraudren (102). La déformation de la bande de broyage est donc villafranchienne. Son apparition est en revanche pontienne. En effet la nappe du *Louros* s'avance sur un substratum autochtone déjà érodé jusqu'au Pantokrator. Le chevauchement est donc plus tardif que la crise d'Érogénèse principale burdigalienne. La mise en place relève de la compression pontienne. De ces faits, on conclut à une apparition quaternaire des gorges du *Louros* comme l'étude des versants de la gorge d'*Ayios Georgios* l'avait suggéré.

- la dépression du Lac Ziros

Cette dépression, dans l'unité du *Louros*, s'est élaborée par érosion différentielle en raison de la présence sous le calcaire massif de dolomie. Le poljé de *Tsiropolis* s'est développé aux dépens d'une topographie d'érosion et après la surrection tardive du massif de *Stéfaní*. En effet, les failles E.W de ce bloc monoclinale ont rejoué de 120-160 m (escarpements du monastère Prophète Elie). Le massif a été un barrage efficace pour les eaux venues du massif du *Louros* qui ne pouvaient s'enfouir en raison du niveau imperméable dolomitique. Le modelé de cette dépression bordée de versants émoussés et convexes est à rapprocher des biefs qui jalonnent le cours moyen du *Louros*.

Il semble que l'on puisse dater l'apparition de cette dépression par le cône de *Tsiropolis*. Au Nord de la dépression s'étend en effet un dépôt détritique lithochrome, constitué de sables roux et argileux et de lits caillouteux. Cette formation est unique en Épire par son aspect, son épaisseur et sa position au bord d'un poljé. Ce dépôt s'est constitué dans un milieu de sédimentation calme et peu profond. Les nombreuses variations de pendage qu'on y observe ne sont pas originelles, mais montrent que la formation détritique a été basculée vers le SW, à la suite du surélèvement de la bande de broyage sur laquelle il s'appuie. Ce cône est postérieur au gauchissement du diapir daté du Calabrien, mais antérieur à une ultime crise responsable de l'affleurement de gypse qui le bouscule, selon un scénario en deux temps fréquents en Épire (diapir de *Filiatès*).

Le cône lui-même raviné par une masse d'argile rouge qui est le prolongement du dépôt de *Kokkinopoulos*. Le cône est donc antérieur à cette terra rossa.

Il faut considérer ce cône comme une série de rhexistasie dont

les argiles sont constituées de kaolinite, d'illite et de chlorite. On aurait la preuve qu'au cours du Quaternaire ancien il y a eu une période relativement chaude et humide responsable de la préparation karstique souterraine comme le suggère le conduit perché du *Louros inférieur*. La tectonisation du cône est le résultat d'une crise fini-villafranchienne. La position culminante de ce cône est liée à un creusement du poljé ultérieur au Quaternaire ancien.

En définitive on peut y voir une accumulation torrentielle du Quaternaire ancien, témoin de cet ancien réseau défiguré par le karst du Quaternaire moyen et désorganisé par l'instabilité tectonique pleistocène.

- La dépression de Kalivéa Kranéas

Cette dépression se développe au front du chevauchement de l'unité du *Louros*. Elle dégrade la topographie mio-pliocène. Elle n'a donc pu se développer qu'au Quaternaire, lorsque le massif de *Stélani* a été mis en place définitivement.

Ce modèle d'origine karstique montre le rôle constant de la tectonique sur la disposition et le développement des dépressions.

L'évolution de l'*Epire méridionale* peut se caractériser par les étapes suivantes.

- 1) - Crise orogénique du Burdigalien supérieur qui met en place les structures décrites par J. Aubouin (01) et l'I.F.P. (99). Premier modèle d'érosion qui réduit les séries post-liasiques et nivelle les escarpements de faille.
- 2) - Crise pontienne : mise en place de la nappe du *Louros* et apparition de la bande de broyage de *Néa Filippia*. Développement d'une topographie d'érosion au Pliocène.
- 3) - Crise post-pliocène responsable du dépôt grossier terminal en accordance sur le Pliocène : cône pleistocène contemporain d'une crise tectonique villafranchienne. Déformation de la bande de broyage et apparition des sillons marginaux.
- 4) Topographie d'érosion : karst souterrain et établissement d'un réseau superficiel s'enfouissant dans les calcaires massifs. Crise fini-villafranchienne : mise en place du cône de *Tsiropolis* : série de rhexistasie qui atténue une ancienne vallée. Apparition des gorges d'*Ayios Georgios*.
- 5) - Crise tectonique : accentuation du sillon marginal et déformation du cône de *Tsiropolis*.

- 6) Topographie d'érosion : élargissement des dolines et développement des poljés.
- 7) Crise climatique : mise en place des séries argilo-caillouteuses dans la dépression de *Kaliva Kranēas*.
- 8) Incision du *Louros* et de ses affluents.
- 9) Atténuation des dépressions : développement de la nappe alluviale actuelle.

c) - La limite orientale du bassin-versant du Louros

Au S.E. du Louros, on peut se demander si le bassin versant du fleuve ne se trouvait pas en concurrence avec celui de l'*Arakthos*, lorsque ce dernier passait par la cluse d'*Ammotopos*.

La topographie néogène a été dégradée par un réseau villafranchien. On peut en effet voir dans les collines entre *Louros* et *Arakthos* d'anciens interfluvies. Le karst a défiguré par corrosion latérale d'anciens thalwegs en y ouvrant des dolines méandriformes. Ces formes se retrouvent sur les paliers du *Louros* autour de *Kerassona*. La ligne de partage des eaux était en fait sinueuse. Depuis elle a été recoupée par une faille qui a rendu plus rigide la limite orientale du bassin versant.

2.3. Le Louros : type d'organisation d'une vallée dans un massif calcaire.

On constate une très nette adaptation du cours d'eau à des accidents structuraux. Ces accidents peuvent être datés pour la plupart du Pliocène terminal et ils sont en relation avec l'halocinèse, et du Pleistocène ancien pour certains d'entre eux qui sont des accidents cassants. Le tracé définitif du fleuve date au plus tôt du Quaternaire moyen.

On constate que la vallée utilise des héritage morphologiques. Les secteurs épigéniques utilisent des topographies régulières élaborées au cours du Pleistocène ancien. Les secteurs encaissés, des cours souterrains. Au départ le bassin se subdivise en plusieurs cuvettes atténuées par le flysch ou par les sédiments plio-villafranchiens. Elles sont séparées par des cloisons calcaires où le réseau s'enfouissait. On a ainsi le bassin de *Kopani*, le bief de *Klissoura-Tsabali* et le sillon marginal au Sud.

Le creusement a été progressif ; il s'est effectué essentiellement

au Quaternaire récent. Auparavant, des processus d'érosion aréolaire ont aménagé une dépression d'origine structurale.

Au Nord la tectonisation intense a toujours gêné la progression du bassin vers le poljé de *Jannina*. Au centre le *Louros* a été nourri par de nombreux réseaux affluents en raison de la flexure sédimentaire. La gouttière structurale leur a servi de niveau de base local. Au Sud, le fleuve à la suite de l'évolution karstique des dépressions situées aux marges de la bande de broyage ou au front du chevauchement du *Louros* s'est trouvé peu à peu isolé.

La vallée elle-même est récente. Les versants des secteurs encaissés ne comportent que des éboulis ou des formations détritiques qui remontent au plus tôt au Mindel-Riss. Les plus anciens dépôts de pente se situent sur les versants de la gouttière d'origine structurale. Il y a donc un étagement des éboulis en relation avec la progression du creusement.

Les versants les plus récents sont régularisés. Les versants les plus anciens sont convexes. On peut voir dans cette différence de modelé l'ancienneté de l'évolution.

Le principe d'organisation de cette vallée est donc marqué par l'intervention tardive du niveau de base général.

Avant le Mindel, le bassin se décomposait en cuvettes endoréiques indépendantes. Ainsi si on replace à l'échelle de la *Grèce occidentale* l'emplacement de la vallée du *Louros*, on remarque qu'elle est située dans le prolongement du couloir étolien dont on sait l'origine halocinétique (cf. chap. 17). On observe ainsi que le Pliocène de *Nēa Filippia* ou celui de *Jannina* se localise toujours dans les sillons marginaux des bandes de broyage qui affleurent localement. Entre le sud de l'*Épire* et la cuvette de *Jannina*, une flexure détermine l'emplacement de la vallée. Il semble que l'on puisse conclure à l'existence d'un couloir épirote, équivalent du couloir étolien, mais dont la réalisation fut imparfaite.

La situation morpho-structurale similaire rend compte en définitive du mauvais calibrage de la vallée et de l'évolution lacustre de certains secteurs, au Pliocène. Il en est sans doute de même pour la création de biefs quaternaires qui jalonnent le cours du fleuve. Ils apparaissent comme un réaménagement par la corrosion fluvio-karstique de dépressions d'origine halocinétique. On peut rapprocher cette évolution de celle du *Xéroméros* puisqu'elle

possède le caractère essentiel. Il est en effet difficile de faire le partage entre les formes primitives sans cesse renouvelées par l'instabilité tectonique et les formes dérivées qui se présentent en fait comme le réaménagement de ces dernières. Ce trait fondamental rend compte du faible volume de débris emporté par l'érosion, en désaccord apparent avec le creusement important que représente à première vue la vallée du *Louros*. On peut estimer que sur les 200 ou 300 mètres de creux, le fleuve n'est responsable que d'une centaine de mètres. En outre, la faiblesse du volume des débris s'explique par l'intervention d'une dissolution active, processus en partie responsable de l'approfondissement du thalweg dans les secteurs en gorges.

3. La vallée de l'Achéron (Cf. Carte H.T. coupure SE et W),

Le parcours du fleuve à travers l'Épire centrale et occidentale se subdivise en trois secteurs :

Le secteur amont N.S., le plus long, est situé dans l'Épire creuse. Le fleuve est adapté à la structure et à la lithologie puisqu'il coule dans le synclinal de *Botzara*. Le secteur médian S.N. puis E.W. se présente comme une gorge étroite, profonde, deux fois coudées brutalement à travers les monts du *Souli* et de *Paramythia*. Le secteur aval, N.E.-S.W. puis S multiplie ses bras divagants bordés de peupliers et de fourrés à travers une plaine de niveau de base parsemée de collines dont les profondeurs souterraines de l'une abrite le *Nécromanteion*, ou séjour des morts. Le comblement atténue le val de *Paramythia* et l'ensellement transverse qui abaisse les massifs de *Margarition* et de *Parga*, avant d'atteindre la mer ionienne.

Or l'Achéron pouvait, semble-t-il atteindre le golfe d'Arta en utilisant une voie directe s'il suivait un des couloirs de flysch qui longe le *Mont des Thesprotes* à l'Est comme à l'Ouest. Il s'agit donc d'expliquer l'inadaptation du fleuve à travers l'Épire de l'Ouest.

3.1. L'inadaptation de l'Achéron.

Cette inadaptation doit s'expliquer non seulement à partir des gorges des chaînons calcaires mais aussi à partir du cours amont à travers l'Épire creuse. (fig. 89, p. 448)

- Les gorges de l'Achéron infernal (Photo H.T. n° 11)

Par un coude brutal, le fleuve prend de biais la terminaison des monts souliotes, puis le synclinal d'*Anorakhi* décapé du flysch et, par un deuxième coude qui le rabat vers l'Ouest, l'Achéron traverse les *Monts de Paramythia*.

Une première démarche consiste à expliquer l'inadaptation à partir du flysch. Ce dernier en effet cerne la terminaison périclinale dans laquelle l'Achéron creuse sa gorge. Il peut sur le flanc s'élever jusqu'à 600 mètres et se situer plus haut que le rebord calcaire (520 m) le plus élevé de l'entaille. Cela n'explique pas le coude qui entraîne un écoulement presque en sens inverse. En outre dans le massif calcaire, l'Achéron en oblique semble s'adapter à une gouttière tardive située dans le prolongement de l'accident de *Urissoula* au pied du *Mont des Thesprotes*. L'accident est ancien puisqu'il a influencé la sédimentation du Burdigalien en y provoquant une réduction de la sédimentation. Mais l'ancienneté de l'accident n'implique pas sa pérennité ; celle-ci dépend d'une réactivation post-orogénique. Il semble qu'il y ait eu une migration de l'axe synclinal vers l'Ouest selon une orientation N. NW S. SE. L'Achéron s'adapte à cette gouttière que jalonnent des failles. Contemporain d'un gauchissement tardif du *Souli*, l'accident post-orogénique est post-pliocène.

Il reste à expliquer le cours inadapté à travers les *Monts de Paramythia*. L'Achéron s'adapte à un enlèvement structural transverse exagéré par des failles, comme le montrent les miroirs aux goulets de l'entaille.

L'Achéron s'adapte donc à des accidents parfois anciens mais réactifs à la suite de compressions post-orogéniques. Il est possible que le dispositif en dômes et en cuvettes qui caractérise le Sud de l'Épire soit en relation avec des phénomènes halocinétiques d'autant plus que certaines failles sont injectées de Trias. (faille d'*Anorakhi*).

- Le cours supérieur de l'Achéron

En Épire creuse, l'Achéron unifie à son profit les rivières adaptées aux affleurements du flysch. La confluence principale se localise à *Polistafilon*, au droit du plongement périclinale du *Mont des Thesprotes*. Au delà, le fleuve unique défile entre les chaînons calcaires jusqu'aux gorges du *Souli*.

Fig -89

Les monts du Souli



Le cours d'eau est en fait adapté à une pente qui le conduit par la voie la plus occidentale vers le *Golfe d'Arta*. Les rivières affluentes sont indifférentes aux déformations du flysch en raison d'une topographie d'érosion basculée sur laquelle elles se sont établies progressivement.

En effet, le sommet de la série burdigalienne est une "limite d'érosion" selon l'I.F.P. (99) puisque les assises n'y sont pas les mêmes. Les altitudes (900-600 m) de la crête faîtière sont en outre régulièrement décroissantes vers le Sud. Cette topographie résulte d'une surface d'érosion post-orogénique. Son basculement s'explique par le décrochement de *Pétoussi*. Ce dernier est défini par un "mouvement horizontal à composante ouest et par l'affaissement vertical de son compartiment nord" (I.F.P.-I.G.R.S. 99). Autrement dit, le compartiment sud est basculé vers le *golfe d'Ambracie*. Les rivières se sont adaptées à cette pente. La surface d'érosion est antérieure au rejeu. Comme le décrochement sert encore de ligne de partage des eaux, on peut estimer ce rejeu comme relativement récent. Comme les dépôts pliocènes se localisent de part et d'autre de la vallée du *Kalamas* au Nord et dans le *golfe d'Arta* au Sud, on peut penser que l'*Épire creuse* était déjà fractionnée en cuvettes.

Ainsi l'inadaptation du fleuve s'explique par des traits structuraux tardifs. Son parcours sinueux est en fait adapté à des déformations post-orogéniques. Le fleuve est donc en partie surimposé dans le flysch et en partie adapté dans les calcaires. Il est difficile là de parler d'antécédence dirigée, car il n'existe aucun témoignage pour affirmer l'existence d'une rivière au moment des déformations.

3.2. La gènèse de la vallée.

Le secteur calcaire (fig. 90, p. 450)

Le noyau de l'anticlinal de *Paramythia* est dolomitique, si bien qu'il y a un contraste entre les enveloppes externes qui déterminent les goulots taillés dans le *Pantokrator* massif, au pendage presque vertical et aux bancs comme affûtés par les miroirs de faille, et le coeur ou ombilic de la cluse aux versants lacérés de torrents, atténués de coulières pierreuses entre des piliers ruiniformes dolomitiques.

Le profil des versants en *Pantokrator* est constitué d'une section inférieure abrupte, liée au sapement de l'*Achéron* et d'une section supérieure décomposée en une pente régulière, atténuée d'un éboulis induré, et terminée par une corniche. Des nappes ocre apparaissent dans les secteurs les plus broyés. On retrouve la juxtaposition banale des éboulis épirotes qui caractérisent les versants de vallée (vallée du *Louros*, par exemple).

Le cours du fleuve étroit et sinueux est dans le secteur dolomitique un lit torrentiel nourri par des exurgences latérales. Dans le secteur calcaire, l'actuel thalweg troué de marmites, dominé d'encoches latérales à surplomb, vives ou étagées (encoches de crues) est dominé à + 2-3 m par une terrasse rocheuse dont la surface est polie et façonnée par des vasques. Il y a donc eu abandon d'un premier thalweg par enfouissement des eaux. L'éboulement du conduit par la suite a révélé ce cours souterrain. Cet unique endroit, où l'*Achéron* semble conduire aux Enfers, a dû donner naissance au mythe religieux. L'éboulement de la voûte est donc récent. L'état originel a pu être vu par les hommes présents dans la région au Würm 3 d'après l'outillage trouvé à *Morphi* (Higgs et al. ⁹⁷). Par eux le mythe a pu se transmettre.

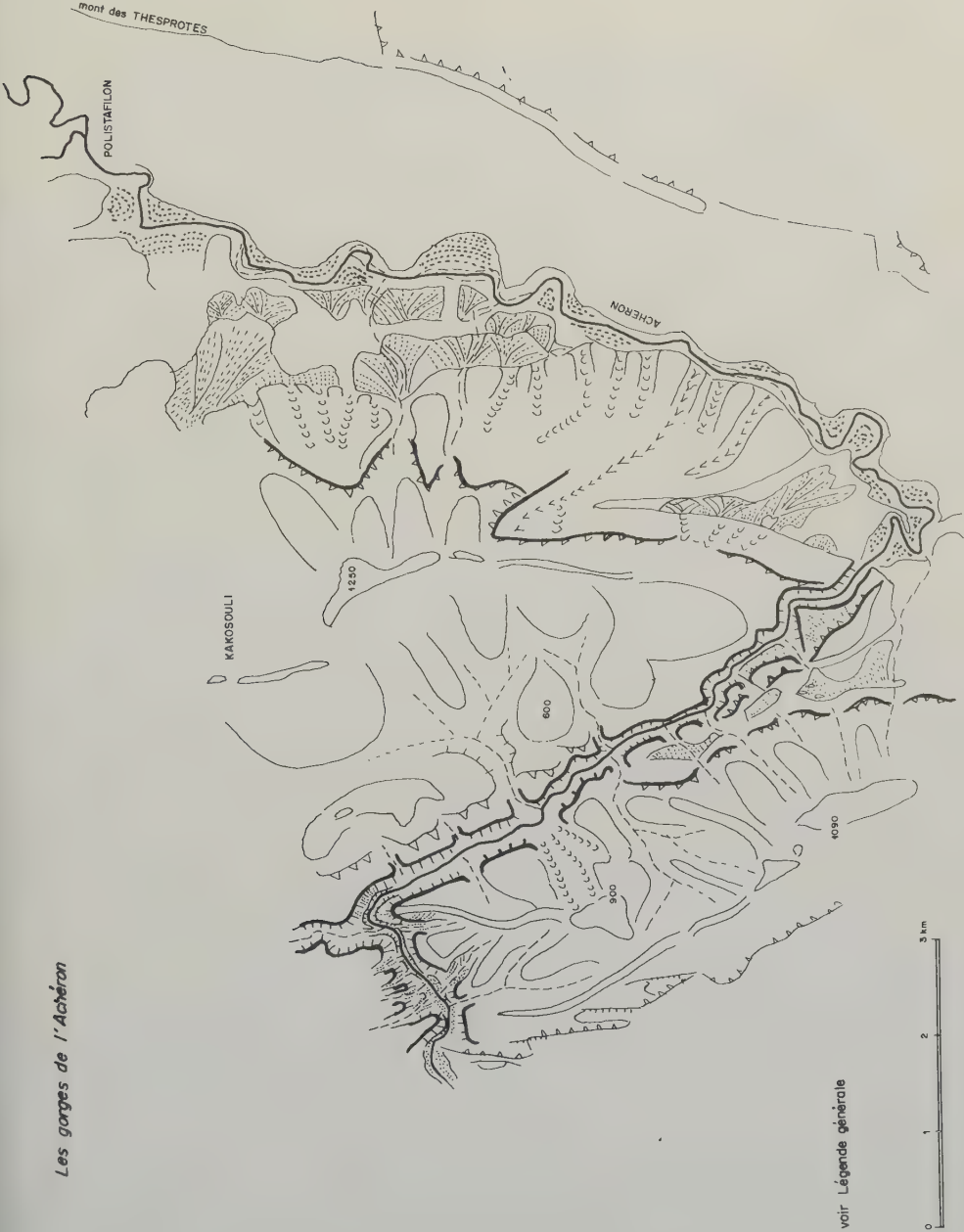
En tout cas, la réincision est postérieure aux nappes ocre et appartient à la reprise d'érosion tardiglaciaire.

Par ailleurs enfin, sur les flancs structuraux du *Souli* avant le goulet d'entrée de la cluse s'étalent des nappes grossièrement litées et indurées que par analogie de faciès on peut rapprocher des nappes fini-mindel.

On peut admettre que le fleuve, comme tous les fleuves épirotes, est apparu au cours du Quaternaire moyen. Il a pu dans le secteur calcaire utiliser une préparation karstique comme le suggèrent les exurgences fonctionnelles de *Glykis*.

- Le secteur dans le flysch

Le cours actuel y est caillouteux à méandres divagants. Ce lit de galets calcaires au coeur de roches tendres montre la part prépondérante des affluents venus du *Souli* ou des Monts *Thesprotes* et *Louros*. Le lit de cailloux est donc récent, tardiglaciaire. Le lit de crue est dominé par une basse terrasse, dont les assises supérieures sont composées de limon. Les affluents du flysch ont donc été à ce moment les agents actifs du remblaiement. Les rivières des massifs calcaires en revanche s'engorgeaient de nappes cail-



Les gorges de l'Achéron

louteuses qui ne sortaient pas des massifs. La basse terrasse est ainsi contemporaine des nappes ocres qu'on ne trouve que dans les montagnes.

Au pied du *Souli*, le versant de flysch est recouvert par des cônes indurés, disséqués, démantelés et karstifiés. Au front des corniches s'étendent des nappes argilo-caillouteuses qui ont été légèrement recoupées par des versants-glacis. En amont, au pied de la paroi des cônes d'éboulis récents déterminent une série de pyramides grises qui ne débordent guère sur le flysch.

Les étapes de l'évolution de ce versant ont donc été les suivantes:

- existence d'un contact brutal entre un flanc d'anticlinal et le flysch à la pente d'une dizaine de degrés.
- construction de cônes torrentiels (tabliers indurés) et induration et corrosion de ces formations.
- érosion du flysch et étalement des nappes argilo-caillouteuses légèrement emboîtées dans les cônes anciens.
- développement d'un versant-glacis au dos de ces accumulations tendres.
- incision ultérieure puis attaque des versants (nappes ocres) construction de la basse terrasse.
- incision tardive par les torrents montagnards ; construction du lit de crue de l'*Achéron* ; coulières pierreuses récentes sur les parois.

La genèse de la vallée a'est donc essentiellement élaborée au cours du Quaternaire moyen et récent, comme pour les autres fleuve de l'*Epire orientale*.

4. Comparaison de l'évolution entre les trois fleuves de l'*Epire*.

Tous ont hérité d'un réseau superficiel ou hypogé en partie dont on peut faire remonter l'origine au Pliocène et le développement au plio-villafranchien comme le prouvent les accumulations grossières au sommet des formations pliocènes du golfe d'*Ambracie* et le cône ancien de *Tsiropolis* (*Louros*) qui termine une évolution villafranchienne.

Après la crise tectonique du Pleistocène ancien, on constate qu'il y a peu à peu une élaboration de vallées. Des talus indurés se constituent et viennent recouvrir une topographie qui tranche les séries tendres. Des gorges s'ouvrent qui dérivent de cours hypogés.

Lors de la crise bio-altérante la plus marquée du Quaternaire, l'écoulement est le plus souvent souterrain. Mais le réseau hérité du Pliocène villafranchien est élargi par des processus karstiques, de surface qui élaborent des biefs entre les secteurs en gorges.

Au Riss, les sols de la phase précédente sont emportés et accumulés au bas des pentes sous la forme de cônes argilo-caillouteux. Par augmentation de l'humidité, on constate une reprise de l'érosion et une incision des gorges.

Au cours du réchauffement suivant (Riss-Würm) dans les roches tendres se produit un élargissement des bassins et se constituent parfois des niveaux fluvio-karstiques. Sur les parois s'effectue un dépôt de calcaire.

Lors du dernier maximum froid, l'ablation linéaire reprend ainsi que l'élaboration de cônes de déjection à la fin de cet épisode. Après des périodes d'altération (Laufen) interstadiques, lors d'une période plus sèche, des grêzes atténuent les parois. La fin de cet épisode est marquée par la formation de nappes openwork et de cônes de déjection et dans les roches tendres par une reprise de l'érosion qui entraîne le colmatage des cours principaux. On en a une preuve indirecte quand on regarde l'implantation des habitats préhistoriques (Hammond, ⁹⁴). Les villages s'installent sur les calcaires où l'eau des sources devait être plus claire que les points d'eau fangeux des terrains tendres. Cette ablation provoque le colmatage des cours principaux.

L'Actuel se caractérise par la création de coulières, de nappes récentes et de cônes de déjection. On constate enfin une réincision généralisée. Cette dernière est sans doute moins climatique (Vita Finzi, 171) qu'anthropique ou eustatique. L'occupation humaine a été plus dense (colonisation romaine) et a entraîné la dégradation du couvert végétal. L'instabilité eustatique du domaine côtier a sans doute entraîné la construction de deltas plus larges que longs. La submersion d'édifices mycéniens à *Leucade* (Dörpfeld, 59) le fait supposer.

CHAPITRE 22

LE KALAMAS : TRACE, LIMITES ET GENESE DE LA VALLEE ET DU BASSIN-VERSANT

On peut subdiviser le bassin de Kalamas en deux grandes unités : le bassin du haut Kalamas qui draine l'Épire septentrionale calcaire et molasique et le bassin du bas Kalamas qui traverse l'Épire occidentale avant d'aboutir au chenal corfiote.

1. La vallée et le bassin du Haut-Kalamas (Fig. 91 p. 454)1.1. Le cadre structural et le tracé du fleuve.

Le Kalamas ou Gormos prend sa source au pied du Nëmertska albanais et suit l'axe du synclinal de flysch de Mëropi de direction NW.SE (I.G.R.S.-I.F.P., 99). Puis au droit d'Ayios Kosmas, le fleuve oblique vers le SW et incise une profonde gorge dans un ensellement calcaire. Ce revers est une gouttière transverse qui correspond à un abaissement de l'axe Nëmertska-Mitsikëli au passage du faisceau de failles de Konitsa (NE.SW). Le fleuve sort du "monoclinal de Pogoniani" (I.G.R.S.-I.F.P., 99) et traverse une large remontée d'évaporites du Trias (qui) affecte la forme d'un compartiment triangulaire, en partie masquée par des alluvions anciennes du Kalamas" (I.G.R.S.-I.F.P., 99), et par des cônes argilo-caillouteux lithochromes qui atténuent un sillon marginal. Le diapir de Zavrokhon se poursuit par la bande de broyage de Iëromimi située entre les anticlinaux du Khassidiaris et de Zitsa. Le fleuve s'installe à son front et incise successivement un gradin de Pantokrator et une formation pliocène indurée par des tufs. Après une gorge dans les calcaires de Vigla, il débouche dans la cuvette de Klimatia (I.G.R.S.-I.F.P. 99)

masquée par des conglomérats et des sables néogènes (J. Aubouin, 01). Pour en sortir, il utilise un ensellement déterminé par le décrochement (I.G.R.S.-I.F.P. 99) qui sépare le Khassidiaris du Koudentron, (cluse de Soulopoulon). Enfin, le Thyamis traverse l'Epire creuse (synclinal de Botzara) avant d'entamer sa traversée de l'Epire occidentale.

Le cours d'eau recoupe ainsi des unités structurales très différentes. Il est rarement adapté aux formes du plissement. Son inadaptation générale s'explique par l'abondance des séries détritiques néogènes ou quaternaires. Mais en fait il utilise des axes structuralement bas de nature différente : décrochement, sillons marginaux de bande de broyage, effondrement d'origine tectonique, qui sont des gouttières ou des enselllements transverses ou marginaux dont certains sont anciens puisqu'ils sont atténués par des formations néogènes. Peut-on dater ce système d'enselllements et de gouttières qui déterminent le tracé du fleuve ?

1.2. Apparition successive des enselllements et des gouttières.

- Les sillons marginaux des bandes de broyage

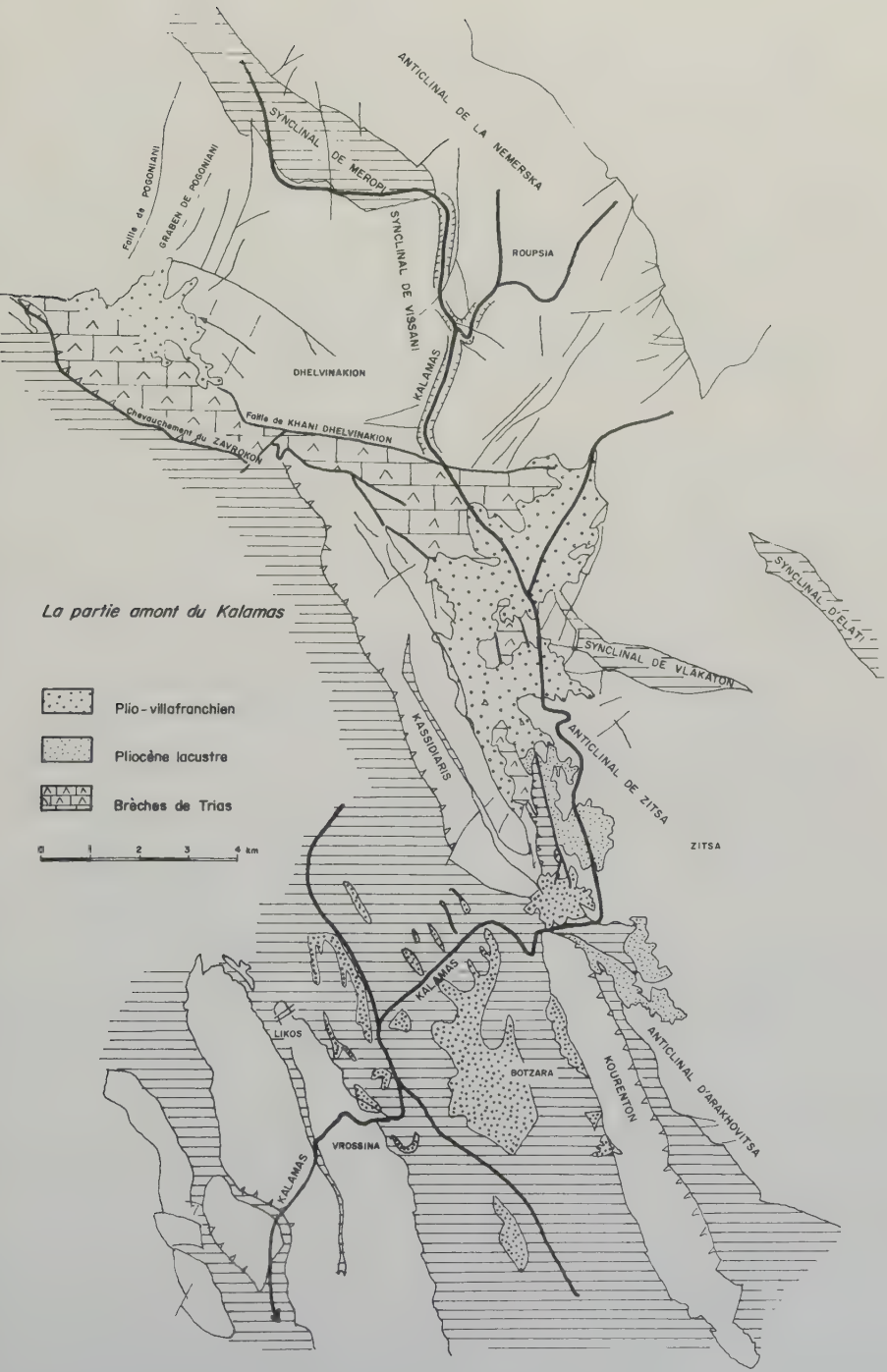
Grâce aux séries qui les masquent et grâce à celles qu'ils chevauchent, la mise en place des calcaires broyés de Zavrokhon et de Iéromnini peut être datée.

Au NW, près de la frontière albanaise, le diapir chevauche la série burdigalienne. En même temps son flanc oriental est masqué par des conglomérats pliocènes (I.G.R.S.-I.F.P. 99) que viennent recouvrir des cônes lithochromes plus tardifs.

Au Sud, la bande de Iéromnini est masquée aussi par des sédiments tectonisés et datés du Pliocène (I.G.R.S.-I.F.P.99).

Les formations néogènes discordantes jalonnent ainsi un sillon marginal. Aux ombilics, comme actuellement avec les lacs de Tsêravinas et de Gramousti, se sont formées des cuvettes lacustres. Les bandes de broyages se sont donc mises en place avant le Pliocène. En outre, l'affleurement de Trias est traversé par une ligne de partage des eaux entre le Drinn et le Kalamas qui se situe au lieu le plus étroit et le plus élevé du diapir. Il semble qu'un mouvement de compression a entraîné la surélévation du diapir en même temps que la constitution d'une ligne de partage des eaux. Cette phase orogénique

Fig - 91



est post-pliocène. En outre, au Sud, la bande de broyage de *Iéronnimi* se double de part et d'autre d'un alignement de collines de *Pantokrator* (*Siastris* et *Raxovon* (500 m). Il semble qu'il faille y voir le front d'une écaille au revers de laquelle le flysch apparaît plus au Sud, en fenêtre. En plus, le revers est limité par un abrupt contre lequel le Pliocène vient buter. L'écaille est ancienne puisque le Pliocène fossilise son revers mais elle a été recoupée par une faille de direction N.NW. S.SE légèrement oblique à la direction des gouttières plus franchement NW.SE (direction messinienne). Le *Kalamas* est donc adapté à un sillon marginal dont la mise en place post-burdigalienne s'est accompagnée d'un écaillage messinien et d'une tectonisation quaternaire en deux temps puisqu'aux accidents faillés N.NW S.SE, il faut ajouter le mouvement compressif de direction W.SW. Le *Kalamas* peut être antécédent à ces mouvements tardifs.

- Les ensembles structuraux

Ils orientent les secteurs NE, SW des gorges du *Gormos* à travers le monoclinale de *Pogoniani* et la traversée du synclinal de *Botzara*.

a) - L'ensemble de Dholiana-Kopani

Les failles du faisceau de *Konitsa* ont leurs escarpements nivelés par une surface d'érosion néogène, devenue par évolution une topographie de dégradation karstique.

La vallée du *Kalamas* est située en contre bas de dépressions fermées qu'aucun affluent n'a encore éventrées. Pourtant les nombreuses dolines d'effondrement révèlent l'existence d'un karst souterrain fonctionnel. Il faut donc estimer que l'ensemble est ancien (néogène) et d'une grande stabilité depuis la mise en place du diapir. Le *Gormos* le traverse par des gorges depuis peu et ultérieurement à la mise en place des cônes lithochromes. Il utilise un cours souterrain lié à une préparation karstique du Quaternaire ancien. Celle-ci a sans doute déformé un ancien réseau dont dépendent les formes allongées des dolines et des boghaz.

b) - La cuvette de Botzara

Dans la cuvette de *Botzara* existe une série détritique formée de sables, de graviers et de conglomérats à stratifications entrecroisées. Cette série repose en discordance sur le Burdigalien et le calcaire éocène du flanc

du *Khionistra* (site de *Vrossina*). Dans le coeur du synclinal, elle a une altitude minimale de 200 m et elle s'élève vers le NW et le SE (300 m à *Kourenda*, 420 m à *Granitsa* ainsi que sur les bords du *Koudentron*).

La sédimentation est du type lacustre et couvre une large superficie disposée selon une bande E.W. Du fait de ses variations altimétriques, la formation a été affectée par un jeu de flexures d'orientation NW.SE, auquel se sont adaptés les affluents. Le *Kalamas* traverse le synclinal de *Botzara* selon une orientation E.NE.W.SW, qui peut être en relation avec un ultime rejeu. En effet la formation est considérée par les géologues comme pliocène. Or dans la cuvette de *Klimatia*, au village de *Ražko*, se développe un conglomérat à gros galets (30 cm) mêlés à des lentilles de graviers et de sables. Les figures de transport sont torrentielles et affectées d'un pendage vers le SW à la suite d'une déformation post-sédimentaire. Bien que nulle part on ne puisse voir un passage en accordance ou en discordance avec le Pliocène sableux, on peut penser, étant donné les différences d'aspect, que ce conglomérat est un ancien cône du *Kalamas* postérieur à la sédimentation lacustre. Ainsi les séries dites néogènes présentent deux faciès : l'un est franchement lacustre ; l'autre fluvio-lacustre et plus tardif, sans doute pleistocène. Les accidents et les déformations sont donc post-villafranchiennes. Or ils ont les mêmes directions que les accidents des bandes de broyage. On peut donc déterminer les âges des différentes formations qui rendent compte du tracé du fleuve.

- du Burdigalien au Pliocène, elles sont NW.SE.

- Au Quaternaire, on a l'apparition d'une tectonique d'abord N.NW.E.SE., ensuite d'un jeu de flexures et de compressions E.NE.W.SW.

Le *Kalamas* utilise ses différents accidents pour élaborer sa vallée, en outre du rythme climatique que révèlent les formations plio-quaternaires. Le *Kalamas* se présente comme une rivière parfois antécédente, parfois surimposée. Comme la surimposition se réalise à partir des formations plio-villafranchiennes, on peut estimer que le cours d'eau s'est constitué au Quaternaire. Comme les formations sédimentaires qui permettent la surimposition sont elles-même déformées, on peut estimer que l'antécédence du cours est récente, post-villafranchienne et que cette antécédence est dirigée (J. Demangeot, 55).

1.3. La constitution de la vallée.

Les séries détritiques plio-quaternaires renseignent sur la succession des systèmes morphogéniques favorables ou non à l'érosion linéaire.

La série pliocène lacustre

Dans la série dite néogène, on observe deux types de faciès qui correspondent à des systèmes morphogéniques différents. Le matériel daté du Pliocène est, au sommet, sableux au maximum, le plus souvent limoneux et argileux ; à la base, plus grossier avec des passées conglomératiques. De couleur blanche, il est altéré superficiellement (site d'Arakovitsa).

Le cortège argileux des séries fines est constitué d'argiles détritiques du type illite et chlorite et de montmorillonite argile d'un milieu saturé en carbonate sous un climat chaud et sans doute sec. La présence des quartz et des feldspaths est la preuve, surtout pour ces derniers, de la faible agressivité chimique du climat. Cette sédimentation plus fine de cuvette lacustre avec sa faune de milieu saumâtre s'est déposée à la fin du cycle de sédimentation sous un climat plus humide (Gastéropodes d'eau douce) et plus riche en calcaire dissous (Characées). La présence de ces algues confirme la faible profondeur de ces nappes d'eau puisque leur colonie ne se développe que sur des fonds inférieurs à 15-20 m (L. Cayeux, 44). Donc la sédimentation de ces cuvettes (40-50 m d'épaisseur de sédiment), à l'emplacement commandé par la halocinèse messinienne, est révélatrice d'une transformation des conditions climatiques au cours du Pliocène. On est passé d'une aridité certaine à une humidité plus grande. D'un régime d'oueds qui provoque la dégradation érosive de la topographie, à un régime d'enfouissement des eaux qui entraîne une dégradation lente des versants. A ce moment, les affleurements les plus tendres sont les seuls à fournir du matériel car les versants calcaires subissent une attaque qui fournit aux algues le calcaire qu'elles fixent. A un système morphogénique capable d'un transport de matériel calcaire sur de courtes distances et d'un dépôt désordonné de lentilles a succédé un système morphogénique où le volume des eaux douces et stagnantes s'est accru, débordant sur les rebords calcaires et développant des surfaces de corrosion karstique (site d'Arakovitsa). Cependant il ne semble pas qu'il se soit établi un réseau exoréique superficiel sans doute parce qu'en même temps il s'est développé un

enfouissement des eaux et l'établissement d'un karst souterrain.

La série caillouteuse du Quaternaire ancien

La série de *Botzara* et le cône ancien de *Raïko* montrent une très nette transformation des conditions climatiques.

Le matériel devient plus détritique, plus grossier ; les transports plus violents et plus longs car les galets sont mieux roulés ; la compétence des cours d'eau a augmenté et les crues brutales sont plus nombreuses. Un écoulement vers l'Ouest s'élabore puisque la nappe lacustre se vide et que le *Kalamas* construit une plaine d'épandage dans l'*Epire creuse*. Cette augmentation de l'humidité se remarque par l'abondance des galets calcaires et par leur taille. Le climat est cependant froid puisqu'il permet des accumulations calcaires à stratifications entrecroisées. Ce sont là autant d'indices relatifs à un dépôt deltaïque de lac, comme le suggère le granoclassement vers le *Khionistra*. Là le sédiment plus fin permet le développement d'une surface de corrosion karstique. Le régime est contrasté : aux saisons sèches correspondent les lentilles de sable et le limon que l'*Epire creuse* fournit ; aux saisons pluviales et froides, les lentilles grossières que les torrents montagnards construisent. Le cône de *Raïko* au débouché de la montagne et au droit du sillon marginal s'explique par une défluviation propre à un régime de crues violentes sous un climat agressif. La préparation des débris est en effet rapide alors que le climat précédent favorisait la dissolution. Le volume des galets n'est pas non plus comparable, par son importance, à celui qui correspond à la période du Pliocène inférieur. Seul un système morphogénique qui comporte des processus cryoclastiques peut donner des galets en si grand nombre et si hétérométriques. En outre le transport se fait sur de plus grandes distances car l'émoussé est bien réalisé (indice entre 200 et 500) ainsi que l'aplatissement d'origine fluviatile. De même ces apports détritiques apportent la preuve d'une certaine instabilité tectonique puisqu'ils se localisent dans des dépressions différentes de celles du Pliocène lacustre (cuvette de *Botzara*, cuvette du *Drinn*).

En même temps, le karst souterrain fonctionne puisqu'aux résurgences se développent des tufs. Parfois même, du fait de la défluviation, dans les cuvettes de décantation de crue, s'accumule une eau saturée que l'agitation des vagues transforme en tables de tuf (dépôt le long du *Drinn*). Etant

donné les conditions climatiques, on peut dater l'instabilité tectonique du Calabrien, comme le suggère B. Kéraudren à propos du Calabrien de *Céphalonie*.

Au Villafranchien, le cours du *Kalamas* n'est donc pas entièrement réalisé. La cuvette de *Klimatia* se vide par la dépression de *Soulopoulon* qui n'est pas encore incisée par la cluse puisque cette dernière se trouve en contre bas des gisements pleistocènes. Le fleuve par ses défluviations construit l'épandage de l'*Epîre creuse* en même temps qu'il élabore des aplanissements dans le sillon marginal aux dépens des enceintes calcaires (banquette de *Pantokrator* de *Mazarakion*, niveaux dans le Pliocène induré et niveau de *Vrossina* au pied du *Khionistra*).

Les séries détritiques du Quaternaire moyen et récent

a) - Les tabliers anciens

Au pied du *Némertska* et à la base de la retombée du *Tymphê* s'établissent des brèches grossièrement litées, indurées et à matériel anguleux. Il s'agit de tabliers d'éboulis anciens post-villafranchiens que par analogie de faciès avec ceux du *Louros* on peut dater du Mindel terminal. Il semble que ce soit à ce moment que le *Kalamas* ait définitivement élaboré sa vallée dont certains secteurs pouvaient être encore souterrains. Les brèches reposent donc sur les versants de la plus ancienne vallée du fleuve.

b) - Les cônes lithochromes

Cette série la plus importante atténue autour d'*Ayios Kosmas* les ouvalas qui convergent vers la vallée du *Kalamas*. Elle masque aussi la plus grande partie des bandes de broyage et provient de vallons qui incisent les flancs calcaires limitrophes. Ces vastes cônes s'étalent dans des cuvettes karstiques élaborées au cours du Mindel-Riss et fossilisent les anciens niveaux villafranchiens du cours supérieur du *Drinn*. Ces cônes atténuent donc une topographie ou mieux un modelé encore peu contrasté. Ils ont été eux-mêmes recoupés par des versants glacis d'une pente d'une dizaine de degrés. Ils montrent qu'il y a eu une longue période où la corrosion karstique l'emporta avant qu'il n'y ait eu à nouveau une période de creusement linéaire puisque les secteurs encaissés leur sont en contre-bas.

Les secteurs encaissés

On les trouve le long du *Kalamas* avec les gorges du *Gormos* et le

long des affluents qui dissèquent le rebord du plateau de *Zitsa*. Les parois dans le Sénonien sont abruptes et trouées par les bouches d'anciens conduits. Le suintement sur les parois entraîne la formation de concrétions et d'enduits et montre la persistance de l'écoulement d'origine karstique. L'étroitesse de l'encaissement et l'absence de tabliers d'éboulis font dire que ces gorges sont jeunes.

La vallée du *Kalamas* est donc un élément du modelé élaboré au cours du Quaternaire.

Le tracé est lié à un système d'ensellements et de gouttières pour lequel l'halocinèse est le facteur principal qui explique l'emplacement des cuvettes lacustres ou d'épandage pleistocène, et pour lequel la néotectonique quaternaire est la cause principale qui explique les secteurs de raccordement.

Le rythme paléoclimatique est l'agent principal qui rend compte de la genèse de la vallée.

La vallée incisée est récente. Au cours du Quaternaire, le fleuve a peu à peu élaboré son tracé essentiellement par le processus de la corrosion karstique. En surface il élaborait des biefs où les nappes d'eau élargissaient le lit ; en profondeur il élaborait des conduits dont les voûtes se sont effondrées.

Actuellement le lit est un oued méditerranéen encombré de bancs caillouteux et lacéré de bras de crue. Le façonnement se fait en hiver lors des hautes eaux. Jusqu'à la cuvette de *Klimatia* le gel est un des processus de fragmentation des galets. Il n'est pas rare en effet sur les bancs mouillés par des débordements de crue ou imbibés par des écoulements internes de trouver des cailloux débités en rondelles à partir de la structure fine des calcaires. Plus en aval, à partir de l'*Épire creuse*, le remaniement fluvial est au contraire le processus d'évolution unique. Ainsi comme pour la vallée du *Louros*, la vallée est traversée par une limite climatique dont le rôle n'est pas sans effet sur les processus fluviaux. Car cette fragmentation mécanique in situ des galets diminue la taille des alluvions et renforce sans doute la compétence moyenne du fleuve.

On peut établir enfin le tableau chronologique suivant afin de résumer l'élaboration de la vallée du *Haut Kalamas*.

- au Pliocène : élaboration de cuvettes lacustres au sein d'un modelé atté-

nué par érosion et karstifié. On n'observe pas de réseau de vallée.

- Au Villafranchien : élaboration d'une première vallée superficielle jalonnée par des épandages deltaïques et persistance du système des biefs lacustres et développement d'aplanissements de corrosion karstique localisés dans le sillon marginal, dans la cuvette de *Klimatia* et dans l'*Epire creuse*.
- Au Mindel, élaboration d'une vallée en amont.
- Au Mindel-Riss, extension du système des dépressions superficielles d'origine karstique sur le revers de *Zitsa* et sur celui de *Pogoniani*.
- Au Riss, fossilisation de ce modèle par les cônes lithochromes.
- Au Riss-Würm, élaboration de versants-glacis.
- Au Würm, élaboration des canyons à partir d'un réseau souterrain. Constitution définitive de la vallée.
- Au Tardiglaciaire, remblaiement : basse terrasse.
- A l'Actuel, incision.

Le cours supérieur du *Haut Kalamas* est donc une vallée élaborée au long du Quaternaire. Il incise des dépressions d'origine tectonique (halocinèse) et démontre qu'il y a également un contrôle tectonique permanent qui relève d'une néo-tectonique. En même temps, il démontre que les processus fluviaux ne sont qu'intermittents. La vallée du fleuve s'est constituée à partir de dépressions d'origine karstique et à partir de thalweg d'origine fluviale.

L'inadaptation du fleuve s'explique à partir d'alternances d'origine climatique qui scandent la vie du fleuve.

2. Le Bas Kalamas et ses inadaptations successives.

Le *Thyamis* ou *Kalamas* rejoint la Mer ionienne en traversant l'*Epire de l'Ouest* grâce à une inadaptation permanente. A l'Est il franchit, chaque fois par des cluses, trois chaînons calcaires ; à l'Ouest, il s'engage à travers le diapir de *Filiatès* et y incise une gorge de quatre kilomètres. Entre, il décrit une vaste courbe dans la cuvette de *Riziani*. En plus on note que l'inadaptation du fleuve n'est pas un fait isolé. Tous ses affluents les plus importants sont des cours d'eau inadaptés jusqu'à leur confluence au sein du diapir (Coupure H.T. NW).

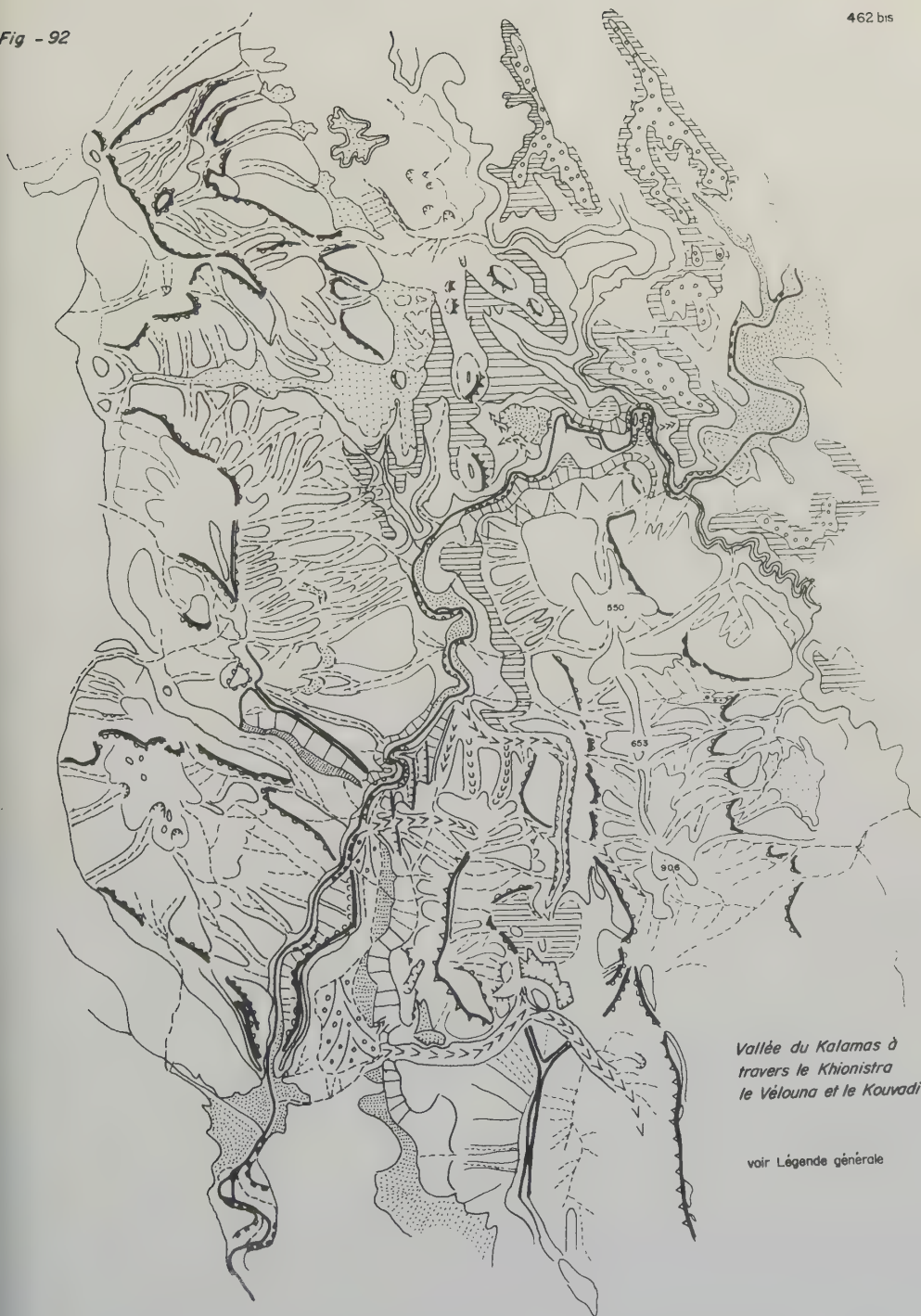
Cette inadaptation est d'autant plus remarquable qu'il serait à la limite plus facile d'expliquer son absence. A l'Ouest, en effet, le *Kalamas* dé-laisse un fossé tectonique qui conduit à la baie d'Igouménitsa ; à l'Est, le *Thyamis* se détourne d'étroits couloirs synclinaux qui sont autant de passages possibles. Il en est de même pour le *Kalpakiotikos* et le *Trifonos Rēma*. Ainsi l'existence de cette inadaptation généralisée à tout le bassin inférieur du fleuve, conduit à se demander si elle est le fait d'une antécédence primitive ou d'une surimposition à partir de couvertures sédimentaires et détritiques discordantes ou d'une antécédence dirigée.

2.1. Les cluses orientales du Kalamas.

Venant de l'*Epire creuse*, le *Kalamas* traverse trois chaînons calcaires : le *Khionistra*, le *Vélouna* et le *Kouvadi*. Chacun est séparé de son voisin par un étroit synclinal de flysch : le val de *Vlakori* à l'Est et celui de *Malounion* à l'Ouest. (fig. 92, p. 462)

Ces gorges diaclinales sont d'autant plus remarquables que les massifs culminent à plus de mille mètres, que le thalweg du fleuve est à une centaine de mètres d'altitude, que les entailles profondes de 200 à 450 mètres pour une dénivellation de 800 m sont longues de dix kilomètres. Il s'impose ainsi à une vingtaine de kilomètres de la mer, un paysage de montagnes difficiles à franchir par des cols à plus de six cents mètres, d'autant plus que les reliefs sont bordés par des parois de 500 mètres de commandement et que les synclinaux ont entre cinq cents et mille mètres de large au plus. Un modelé profond et compartimenté caractérise donc les marches orientales de l'*Epire de l'Ouest*. Si bien que, malgré la continuité de l'incision, les synclinaux sont en effet trop exigus pour interrompre par un épanouissement momentané l'encaissement des gorges-, il apparaît nécessaire d'examiner séparément les gorges ou mieux les cluses du *Kalamas* à travers les chaînons orientaux. Chaque fois, en effet, des facteurs différents interviennent pour rendre compte de la situation locale. Il reste cependant à expliquer la généralité de cette inadaptation.

a) - La vallée du Kalamas à travers la terminaison du massif du Khionis-
tra.



Vallée du Kalamas à
travers le Khionistra
le Vélouna et le Kouvadi

voir Légende générale

La cluse du *Thyamis* s'explique par une situation structurale et par un héritage morphologique favorables à une inadaptation fluviale.

La situation structurale

Le massif du *Khionistra* domine d'une paroi de six cents mètres la cuvette de *Riziani* et développe une longue échine aux altitudes progressivement décroissantes vers le Nord, jusqu'à *Lykos*. Toutefois à l'endroit où le *Kalamas* sectionne le massif par une cluse, on observe une brutale dénivellation de voûte anticlinale. En effet, si, au Sud, la charnière en *Vigla* culmine à 550 mètres, au Nord elle affleure à 200 m. Cette dissymétrie est le résultat d'une flexure puisque l'anticlinale se poursuit au delà de la cluse sous l'aspect d'un mont qui ne dépasse pas 300 m.

Si la situation structurale est favorable, elle a cependant été en quelque sorte améliorée par le développement d'une surface d'aplanissement.

L'héritage morphologique

Sur le flanc oriental du *Khionistra* et de part et d'autre de la vallée du *Thyamis*, on observe une surface d'aplanissement à deux cents mètres d'altitude qui s'étend à la fois sur le flysch de *Botzara* et sur le calcaire du pli. L'Eocène et le Sénonien sont ainsi tranchés sur deux kilomètres de large par cette surface que fossilisent les dépôts de sable pleistocènes. On retrouve cet aplanissement dans le val de *Vlakori* qui mord là aussi les calcaires du *Khionistra* et du *Vélouna*. Ainsi avant l'épigénie du *Kalamas*, s'étendait à la base d'un versant flexuré qui jouait le rôle de l'abrupt indispensable au développement d'un aplanissement selon J. Tricart et al. (1960), un pédiment.

Le *Kalamas* et ses affluents sont donc établis sur une surface d'érosion ajustée sur la cuvette de *Botzara*. Nous avons vu que cette surface était villafranchienne. Le *Kalamas* est donc postérieur à ce modelé qu'il incise.

La vallée du Kalamas

La vallée, postérieure à la surface, s'est réalisée en plusieurs étapes comme l'indique le modelé de la gorge.

Dans le canyon, le *Kalamas* décrit des méandres encaissés et reçoit des affluents eux aussi épigéniques, si on suppose une extension plus

grande au flysch et à la couverture détritique discordante. Les pédoncules des méandres sont aplanis et karstifiés. Ils peuvent être considérés comme des paléo-lits qui par évolution sont devenus des terrasses rocheuses situées à 20 m et à 2-3 m au-dessus du fleuve. Ce sont des restes de biefs, témoins de courtes périodes de corrosion karstique.

Les étapes du creusement peuvent être ainsi reconstituées :

- la première incision est postérieure à l'aplanissement et sa profondeur est de l'ordre de 80 m.
- karstification du lit précédent situé à une altitude de 120 m.
- colluvionnement et constitution d'un cône argilo-caillouteux qui fossilise cette première terrasse rocheuse que l'on retrouve aux pédoncules des méandres du goulet amont.
- deuxième incision qui accentue la profondeur du canyon et le développement d'un réseau d'affluents. Elargissement de la cluse par la migration des affluents (incision profonde d'au moins 40 m).
- phase récente de remblaiement.
- réincision du plancher alluvial et lit mineur mobile avec bancs limoneux et sableux et des diffusions de crue.

On peut donc, pour cette première cluse du *Kalamas*, admettre une épigénie du fleuve qui a bénéficié de l'existence d'un pédiment développé à la base d'un versant flexuré. Les processus associent des périodes de creusement et des périodes de corrosion karstique. Ces derniers épisodes caractérisent les époques du Quaternaire moyen et récent.

b) - Les gorges du Kalamas à travers l'extrémité méridionale du Vélouna

Les gorges du *Kalamas* sont d'autant plus singulières qu'en s'engageant vers le Sud, le fleuve se dirigeait vers un cul-de-sac. Le dôme calcaire qu'il traverse, s'élève en effet à mille mètres et ne peut être franchi que par un col de 600 m. Plus au Nord, un passage était possible si on tient compte de la cluse morte de *Varvara*. Mais celle-ci en fait ne semble pas avoir été empruntée par le *Thyamis* puisqu'elle se ferme par un col à plus de 500 m d'altitude.

Disposition de la vallée du Kalamas

Le *Kalamas* traverse le *Vélouna* en incisant d'abord son flanc oriental par une vallée à méandres encaissés qui s'inscrit dans un niveau qui

élargit l'étroit val de *Vlakori*. Des torrents à l'écoulement en sens inverse du fleuve tel celui du val de *Vlakori* y confluent. Ensuite, le fleuve se heurte à un mont dressé comme un barrage qu'il traverse par une cluse réincisée. Si la partie amont montre une adaptation partielle à la structure, la partie aval est un cours diaclinal dont il faut expliquer à la fois le tracé et la profondeur.

L'anticlinal du Vélouna

L'anticlinal du *Vélouna* s'individualise par l'intermédiaire d'un étroit synclinal de flysch (val de *Vlakori*), du massif du *Khionistra* auquel il s'accorde au niveau du *Nikoletsipar* l'intermédiaire d'une zone broyée qui lamine le synclinal.

Le chaînon est un anticlinal coiffé dont la charnière, au Sud, se dédouble en raison d'un ensellement secondaire situé à 600 mètres d'altitude et que des variations d'épaisseur des Schistes à Posidonies révèlent. Mais à cette asymétrie longitudinale s'ajoute un ensellement transverse qui entraîne la culmination méridionale et qui en même temps subdivise le synclinal de *Vlakori* en un bassin supérieur et inférieur. Cette voûte secondaire est liée à un mouvement de chevauchement du chaînon sur le flysch du synclinal de *Malounion*, comme on l'observe à la sortie de la cluse dont les lèvres sont décalées. L'accident s'accompagne en effet de failles transverses et décrochantes (N.S.) dont les plans sont révélés par l'érosion sur les parois du canyon. Leurs prolongements se retrouvent plus au Sud et barrent le val de *Vlakori*. En outre ces failles sont liées à la courbure externe du chaînon dont elles sont en quelque sorte les radiales.

Le *Kalamas* d'abord adapté à un palier structural du val s'est incisé à la base du versant flexuré du mont. Puis obliquant, il s'est adapté aux accidents transverses. Il a pu ainsi traverser la culmination méridionale qui donne aux gorges leur profondeur.

Mais cette explication fondée sur les facteurs structuraux ne rend pas totalement compte de l'inadaptation. La surimposition semble exclue car elle oblige à établir un modelé favorable à trop haute altitude (au moins 800 m). Une antécédence primitive ou originelle également car elle oblige à vieillir un réseau dont il ne reste aucun témoignage topographique ou alluvial. En effet les plus anciens témoins datent du Pliocène alors que la phase

de plissement majeure était déjà réalisée depuis le Burdigalien. Cependant une adaptation récente à des mouvements tectoniques n'est pas à écarter totalement. En fait la diversité morphologique des gorges oblige à considérer l'élaboration d'une telle incision en plusieurs étapes et par des processus morphologiques différents.

Elaboration de la vallée de Kalamas à travers le Vélouna

La vallée du *Kalamas* s'est élaborée en plusieurs fois comme le montrent les profils longitudinaux et transversaux du fleuve et du torrent de *Vlakori* qu'on ne peut dissocier de l'histoire du *Thyamis*.

Ces rivières coulent en sens inverse l'une de l'autre et associent le long de leurs cours des secteurs à topographie émoussée et affectée d'aplanissements, et des secteurs à gorges tels ceux de la cluse du *Kalamas* et du canyon de *Vlakori*. Actuellement le torrent rejoint le fleuve par un coude que le fait défiler sous la retombée flexurée du *Vélouna*. Cette apposition de modèles révèle des épisodes morphogéniques différents. L'un se caractérise par l'influence de niveaux de base locaux, le modèle est alors fractionné en petites unités et le réseau n'a pas sa hiérarchie actuelle ; l'autre qui dépend d'un niveau de base unique, le *Kalamas*, est un modèle plus récent puisqu'il s'organise, sans que soit entièrement détruit le modèle antérieur, à partir d'un réseau qui dissèque les aplanissements.

- L'emboîtement d'un modèle de vallées dans un modèle fractionné par la corrosion karstique.

L'actuelle vallée du *Kalamas* est une auge alluviale. L'encaissement s'effectue à partir d'une surface d'aplanissement à 200 mètres d'altitude dont l'une des caractéristiques est de se confondre en aval avec le niveau de *Botzara* et dont l'autre est de se raccorder en amont à des parois dont la base est atténuée uniquement par des éboulis récents. Alors que l'aplanissement ne s'y poursuit pas, l'incision se prolonge par la cluse. La même reprise d'érosion se retrouve dans le val de *Vlakori* et désenclave le bassin supérieur. Tout se passe comme si l'aval de cette incision avait été le bassin de *Botzara* avant d'être la cuvette de *Riziani* et la Mer ionienne.

Le modèle fractionné s'observe dans le val de *Vlakori* qui se présente pourtant comme une gouttière dissymétrique. Son cours supérieur épanoui

en un bassin aplani (520 m), surcreusé par des dolines, s'arrête à la flexure du *Vélouna* que tranchent les gorges du torrent. Le bassin inférieur se confond avec la surface qui s'étend sur les bordures calcaires du *Khionistra*. En outre, au delà de la vallée, cette dernière se poursuit et, au niveau du village de *Raveni*, se trouve fossilisée par des cônes rouges, désormais perchés au-dessus de la vallée.

On peut donc retenir les unités morphologiques suivantes :

- une gouttière structurale dénivelée par une flexure et à la pente naturellement orientée vers l'*Épire creuse*.
- un aplanissement dédoublé qui caractérise le haut et le bas *Vlakori*
- la fossilisation du bas niveau par des cônes rouges.
- l'incision tardive de celui-ci, son évolution en auge alluviale et le désenclavement du bassin supérieur par une gorge de raccordement qui conflue au *Kalamas*.

- Les étapes de la formation de la cluse

Il faut admettre une période où l'écoulement dans le val de n'avait ni l'aspect, ni l'organisation de l'actuel. Au contraire, le modelé était plus fractionné et caractérisé par une topographie de versants qui dépendaient de niveaux de base locaux. Ce modelé reflète une organisation karstique sous un climat plus chaud et plus humide que l'actuel. En particulier telle semble être l'origine des aplanissements du bassin supérieur et inférieur de la rivière de *Vlakori*.

Les aplanissements s'étendent sur les calcaires en plaquettes et peuvent être considérés comme des niveaux de corrosion karstique. Ces niveaux se sont développés, sous un climat chaud et humide, grâce à une nappe alluviale dont les éléments fins sont fournis par l'érosion du *flysch* et de ses sols.

Le premier se développe au pied des versants tectonisés du *Nikoletsí* ; le second au pied des versants flexurés du *Vélouna*. Il faut donc admettre un ajustement des versants périphériques sur des niveaux de base locaux indépendants les uns des autres pour des raisons morpho-structurales. La flexure et la juxtaposition de calcaires sensibles à des types de karstification différents explique la variété du modelé. Le *Pantokrator* massif est lacéré de lapiés biopédogéniques ; les calcaires en plaquettes favorisent le développement des aplanissements. La présence de ces deux types de formes karstiques

suggère l'existence d'un paléo-climat chaud et humide (H. Lehmann, 108).

La preuve qu'une semblable topographie s'est développée sous un climat identique à celui de la *Jamaïque* par exemple (P. Birot, J. Corbel, R. Muxart, 27) peut être avancée si on se fonde sur le modèle des versants et sur leurs dépôts argileux.

En effet, la topographie des sommets est caractérisée par des collines aux pentes qui enveloppent de profonds lapiés bio-pédogéniques encore atténués de terre rouge. Ceux-ci se développent dans le *Pantokrator* et le Sénonien aux bancs massifs. Leur conservation prouve que leur formation est relativement récente et que la reprise d'érosion qui les révèlent est encore plus récente. Dans les calcaires en plaquettes, les versants sont convexes et parfois même feutrés de terra rossa. En particulier sur le versant qui domine *Pente Ekklesiàs*, perché au-dessus d'un torrent affluent du *Kalamas* s'étale une telle formation. Celle-ci enveloppe sur cent soixante mètres de dénivellation, un interfluve qui aboutit à une doline tronquée. Etant donné cette position singulière, il faut admettre que cet affleurement est le témoin d'un ancien sol en position actuellement culminante à la suite de la dernière reprise d'érosion. La terra rossa en a les caractéristiques. Elle est compacte, homogène, argileuse et représente les racines d'un sol profond actuellement tronqué.

De même les cônes argilo-caillouteux, riches en silex, sont des sols de décarbonitisation du calcaire et sont à interpréter comme des séries de rhexistasie mises en place aux dépens de sols rutilants développés sur les versants dont la terra rossa de *Pente Ekklesiàs* est un témoin in situ.

Ainsi le modèle combine des versants habillés encore de terre rouge, des versants convexes lacérés par de profonds lapiés, et des bassins élargis par des aplanissements de corrosion auxquels se raccordent les versants émoussés. Enfin au-dessus de la cluse de *Kalamas* on retrouve la même combinaison morphologique jusqu'à 500-400 m. Autrement dit, le modèle n'est pas commandé par la cluse qui ne devait pas exister donc et si la cluse existe depuis peu, elle a sans doute bénéficié d'une préparation karstique réalisée à travers la masse du *Pantokrator*.

- L'établissement des gorges

Les gorges du *Kalamas* portent les traces d'une incision récente sous l'isohypse 200,

En amont, l'auge alluviale est jalonnée de terrasses rocheuses qui soulignent l'existence d'un paléo-lit au tracé de méandres légèrement différents. Dans la cluse le trajet est direct et les terrasses rocheuses se retrouvent seulement au goulet de sortie. Dans la cluse même on constate une karstification certaine du haut des parois. Elles portent des draperies qui révèlent une circulation karstique ancienne. Enfin, il n'existe aucun éboulis induré à la sortie de la cluse en raison sans doute de l'apparition récente des parois.

La cluse a pu bénéficier d'une instabilité d'origine tectonique qui aurait fait rejouer les failles décrochantes. L'absence d'éboulis ne s'explique pas par un sapement du fleuve mais sans doute par un rejeu tardif alors que les processus morphogéniques du moment étaient impuissants à les accumuler. En outre, à la sortie de la cluse, existe un dépôt alluvial que recouvrent en partie des éboulis de pente. Ce dépôt aux galets calcaires est une ancienne terrasse alluviale du *Kalamas*, car aucun affluent n'existe à cet endroit. Elle apporte la preuve d'un creusement progressif et récent du canyon.

La gorge a donc bénéficié pour s'établir d'une préparation karstique. Cette dernière est Quaternaire. Elle a précédé la phase d'incision responsable des torrents de *Vlakori*, de *Pentē Ekklesiàs* et du surcreusement karstique des aplanissements.

- Inadaptation et séquences morpho-climatiques

L'étude de la cluse du *Kalamas* à travers le *Vélouna* montre que l'inadaptation s'est réalisée après l'établissement d'un aplanissement qui a créé comme un vaste embayment entre le *Khionistra* et le *Vélouna*. Cette reculée s'est développée grâce à une corrosion d'origine karstique. Le style structural l'a favorisé. En particulier l'association de plis coiffés et de versants flexurés a été un des facteurs fondamentaux pour la réalisation de la surface d'aplanissement. Celle-ci en revanche est une forme karstique à laquelle les versants émoussés se raccordent. Après cette période d'érosion aréolaire les conditions climatiques ont changé et la cluse du *Thyamis* est apparue.

L'héritage morpho-climatique qui a joué un rôle prépondérant pour fixer le cours d'eau à travers le *Vélouna*, comporte donc deux épisodes opposés. La disposition n'a fait que guider l'érosion linéaire.

c) - Les gorges du Kalamas à travers le Kouvadi

Le *Kouvadi*, brachy-anticlinal (5 km x 4 km) dont l'axe le plus

long est orienté N.S. est incisé sur son flanc oriental par le *Kalamas*. L'inadaptation du fleuve s'expliquerait par le flysch qui cerne le *Kouvadi*. La situation apparaît cependant paradoxale puisque cette épigénie suppose un cours du fleuve dont on a aucune preuve plus en amont. Il semble qu'il faille interpréter l'inadaptation du fleuve par une antécédence. Le *Kouvadi* par une surélévation d'une centaine de mètres a provoqué l'apparition des gorges.

- L'antécédence récente du Kalamas

Pour cela il faut tenir compte de la structure du *Kouvadi*. Il a la forme d'un coffre qui culmine à 900 mètres. Or qui dit pli coffré, dit bourrage au coeur du mont (J. Aubouin, et al. 07).

Le bourrage dépend des évaporites du Trias. Le mécanisme n'est pas inconcevable puisque le *Langaripli*-faille situé immédiatement à l'Ouest du *Kouvadi*, est disqué par un accident transverse injecté de brèches de Trias. L'instabilité est entretenue par la halo-tectonique dont on retrouve les effets dans le diapir de *Filiatès* proche. En outre l'instabilité est contemporaine de la gorge. La preuve semble en être fournie par l'existence d'une nappe alluviale sur laquelle est construit *Pente Ekklesiàs*. Cette nappe recouvre le flysch et se trouve perchée par rapport à l'actuelle vallée. L'accumulation est constituée de galets calcaires et elle s'étend selon l'axe du synclinal. Il faut y voir les restes d'un ancien lit du *Kalamas* avant l'antécédence. Le bourrage du *Kouvadi* a entraîné la formation d'une sorte de sillon marginal qui a attiré le fleuve. Il faut admettre que l'antécédence a eu lieu à un moment favorable pour l'érosion linéaire.

d) - Le rôle combiné de la halo-tectonique et des phases morpho-climatiques quaternaires.

Un tableau récapitulatif des facteurs qui interviennent pour expliquer l'inadaptation du *Kalamas* montre les faits suivants.

Epire de l'Ouest
Khionistra : Vélouna : Kouvadi

I		E	W	mécanisme
Incision linéaire	+	+	+	
Corrosion karstique	+	+	-	surimposition
Préparation karstique		+		

Epire de l'Ouest
Khionistra : Vélouna : Kouvadi

E W

II

Facteurs tectoniques

- hérités	+	+	-	-	
- actifs			+	+	antécédence

Facteurs lithologiques

+	+	-	-
Calcaires en plaquettes déformation synclinale		Calcaires massifs déformation anticlinale	

+ : rôle essentiel

- : rôle secondaire

La généralisation de l'inadaptation est le fait d'une période climatique favorable à l'érosion linéaire dans le calcaire, mais aussi le résultat d'une instabilité tectonique permanente.

La préparation morphogénique de l'inadaptation en revanche fait intervenir des facteurs morpho-structuraux et morpho-tectoniques dont le rôle diffère selon les massifs. L'héritage n'étant pas le même le mécanisme de l'inadaptation change aussi.

L'analyse des différents tronçons de la cluse montre que l'épigénie est favorisée par des aplanissements de corrosion karstique (fait morphologique essentiel) tandis que les facteurs lithologiques jouent un rôle plus important que les facteurs tectoniques.

L'antécédence dirigée est facilitée par une préparation karstique et les facteurs lithologiques et tectoniques ont un rôle comparable.

L'antécédence est commandée par l'instabilité tectonique (fait structural essentiel) et les facteurs morpho-climatiques passent avant les facteurs lithologiques.

Enfin ce n'est pas le fait du hasard si les facteurs révélés par l'analyse des différents tronçons de la cluse se distribuent selon une répartition régionale.

On constate en effet que le mécanisme de la surimposition se localise dans le domaine des calcaires en plaquettes et des déformations synclina-

les et que celui de l'antécédence affecte la région des plis coiffés et des calcaires massifs du Pantokrator.

Le partage se fait le long d'une frontière qui délimite un domaine où les héritages morpho-climatiques jouent un rôle capital (massif du *Khionistra* et val de *Vlakor*) et un domaine où les héritages morpho-structuraux sont prépondérants (massifs du *Vélounaet* du *Kouvadi*). La tectonique sous son aspect particulier de la halo-tectonique joue un rôle de plus en plus actif au fur et à mesure que l'on gagne vers l'Ouest. Cette frontière délimite en fait un domaine intérieur et un domaine côtier.

Le tableau montre enfin qu'il n'y a pas une répartition trop étroite des facteurs. L'influence d'un processus se poursuit atténué ou pas, alors qu'apparaît ou intervient un autre facteur morpho-structural ou morpho-climatique.

L'influence de la tectonique est constante sous un aspect hérité ou passif avec l'existence des monts de primogéniture qui au droit de leur culmination réduisent la série des calcaires en plaquettes et offrent une masse de calcaire plus sensible à la karstification souterraine : sous un aspect actif et particulier d'une halo-tectonique qui s'accompagne de bourrages générateurs de versants flexurés.

L'influence morpho-climatique est aussi présente avec la réalisation d'aplanissements qui couvrent une superficie telle que la surimposition se généralise et que l'antécédence dirigée se propage.

Il reste à expliquer le partage de l'Epire de l'Ouest en domaines si différents. Il faut enfin considérer l'inadaptation du *Kalamas* comme le phénomène morpho-climatique et morpho-structural d'une situation géodynamique profonde.

2.2. La traversée de la cuvette de Riziani et du synclinal d'Ayii Pantès par le Kalamas et ses affluents.

Au nord du décrochement de *Pétoussi* des abaissements d'axes provoquent la formation de deux bassins de flysch, la cuvette de *Riziani* et le bassin d' *Ayii Pantès*. Ces dépressions sont séparées par les anticlinaux *Kouvadi* et *Langari*. Ces monts se poursuivent sous le flysch et y déterminent les

plus hautes échines longitudinales. Le *Kalamas* et ses affluents semblent adaptés à la structure et à la lithologie. En fait leur adaptation est le résultat d'une antécédence. En outre chaque bassin a son originalité (cf. Cartes H.T. coupure NW et coupure *Kalamas*).

Le *Kalpakiotikos* dépend d'une adaptation récente et pose le problème de la topographie antérieure. Le *Trifonos Rêma* et le *Xavros Rêma* sont plus proches du *Kalamas*. Mais ils illustrent mieux encore le cas d'une adaptation à des mouvements récents et posent le problème des limites de leur bassin en raison des vallées mortes qui recoupent les chaînons traversés. Le *Kalamas* par son cours à travers une topographie aplanie et masquée de séries détritiques diverses ou situées au pied de parois calcaires permet d'avancer une explication au tracé du fleuve et de ses affluents.

a) - La vallée du *Kalpakiotikos* à travers le bassin d'*Ayii Pantès*

La situation structurale

Le bassin d'*Ayii Pantès* au Nord développe deux axes synclinaux que sépare la crête de flysch de *Vrizanès*, celui d'*Ayii Pantès* au NE et celui d'*Ayios Nilolaos* au SW. Au Sud, le bassin s'étrangle et se dédouble de part et d'autre de l'anticlinal de *Langari* ; puis il s'élargit à la suite d'un prolongement axial et après l'adjonction du synclinal de *Plaison* et se confond avec la cuvette de *Riziani*. La limite orientale est le petit massif calcaire de *Plokista*, culmination d'Eocène qui constitue une frontière stratigraphique avec le bassin de *Botzara*. Le synclinal d'*Ayios Nikolaos* est scindé par l'accident de *Fatirion* et s'appuie sur le flanc du *Farmakovouni*.

Or le *Kalpakiotikos* au Nord et le *Trifonos Rêma* au Sud drainent vers le diapir de *Filiatès* le réseau de cette cuvette selon des trajectoires directes et transverses aux axes structuraux NW,SE. L'inadaptation est donc flagrante et la culmination médiane ne joue pas le rôle de ligne de partage des eaux. Il faut donc admettre que le réseau est apparue postérieurement à une phase morphogénique responsable d'une atténuation du relief structural primitif.

Le bassin-versant du *Kalpakiotikos*

Le dessin du réseau et le profil des versants permettent de comprendre l'inadaptation du fleuve.

Le dessin du réseau : disposition et densité.

Le réseau s'ordonne à partir du *Kalpakiotikos*, rivière séquente NE.SW., collectrice du réseau secondaire adapté aux axes structuraux. Le dessin en escalier suggère en effet une adaptation partielle à la structure et aux déformations secondaires.

Le réseau est aussi adapté à la lithologie. Le chevelu est d'autant plus dense qu'il se développe dans le flysch supérieur. Mais il y a en outre une adaptation fine aux divers couples roche dure - roche tendre, qui définissent les différents flyschs et qui expliquent la variation de densité du chevelu. Les bancs les plus résistants expliquent la géométrie des méandres. Le contournement des dalles, les variations du pendage et l'intense diaclasage sont autant d'impératifs structuraux qui ont forcé le *Kalpakiotikos* à accroître la courbe du méandre par une plus grande morsure de rive concave. Ainsi le réseau est adapté à des conditions structurales d'échelles différentes. Mais ces adaptations reflètent l'influence de systèmes morphogéniques variés.

Le profil des versants

On observe sur les versants des atténuations de pente qui peuvent se situer à des altitudes différentes. Ces replats résiduels ont une double signification. Ils peuvent correspondre à un banc de roche dure. Replats structuraux, leur altitude suit les variations du pendage. Mais ce palier topographique peut avoir une signification paléo-climatique. La dalle a été dégagée pendant un épisode de ruissellement diffus. Dans ce cas ils sont les lambeaux d'une surface d'érosion qui nivelle les escarpements de faille, tel celui de la faille de *Fatirion*. De tels témoins se retrouvent au Nord d'*Ayios Nikolaos* et se situent vers 300 m. Il faut admettre que ces replats ont une signification paléo-morphologique. Ils représentent le modèle antérieur à l'incision actuelle.

La vallée du Kalpakiotikos

En définitive pour expliquer le détail du tracé du fleuve il faut tenir compte des variations d'épaisseur du flysch, de l'échelle de résistance et de sa composition lithologique. Par exemple, plus de flysch d'*Ayii Pantès* est mince, plus les bancs calcaires sont nombreux. L'érosion est d'autant plus active que le sapement se réalise dans la série la plus épaisse et la plus sensible au ruissellement.

Ainsi le désordre de la topographie du flysch est lié à la reprise de l'érosion linéaire qui suit une période d'érosion aréolaire.

Les vallées du Trifonos Rêma et du Xavros Rêma

Ces deux rivières recoupent l'anticlinal du *Langari*.

Le *Trifonos Rêma* prend sa source près de *Kéramitsa* sur le flanc du *Vélouna* et se dirige vers le Sud et suit un étroit couloir synclinal. Après un coude qui l'oriente vers le SW, la rivière traverse le *Langari*. Le cours d'eau est adapté à un ensellement transverse. L'accident s'accompagne de failles d'effondrement à l'Est et d'une faille décrochante qui décale les lèvres du goulet de sortie. Puis le fleuve traverse la gouttière synclinale que chevauche le *Langariet* il s'engage dans le *Farmakovouni*.

L'inadaptation du *Trifonos Rêma* se marque par sa cluse à travers le *Langari* ainsi que par celle d'un des affluents. Pour chaque cluse on peut penser que le flysch atténue l'ensellement et permettait sans perte la traversée du crêt calcaire. Une incision ultérieure explique la surimposition. Mais si la cluse du *Trifonos Rêma* est vive, celle de son affluent est désormais morte. La rivière par évolution a été détournée pour devenir un affluent amont. Cette désorganisation du réseau s'explique sans doute par la différence de profondeur des enselllements. Elle a entraîné la confluence de *Skala* et a contribué au maintien de la cluse du *Trifonos Rêma*. Par le mécanisme de la surimposition, le réseau s'est ainsi constitué en se simplifiant.

L'épigénie se poursuit à travers les synclinaux de flysch. Pour expliquer les cluses on est obligé d'admettre une topographie de départ dont on retrouve les fragments dans les couloirs de flysch entre le *Langariet* le *Vélouna*.

Dans ce secteur, les affluents du *Trifonos Rêma* isolent en effet une lanière d'interfluve qui culmine à 600 m. Comme il s'y juxtapose les flyschs de base et d'*Ayii Pantès* de part et d'autre d'une faille à l'escarpement nivelé on doit admettre que cette surface sommitale dérive d'un aplanissement. On retrouve un témoin sur le *Korpo Rachi* et un autre au dessus d'*Axouria Malounion*. Or c'est l'altitude à laquelle disparaît progressivement la topographie émuoussée des sommets calcaires qui culminent à plus de 800 m.

Ainsi la haute topographie du flysch est héritée d'un modèle caractérisé par des versants-glacis que la reprise d'érosion n'a pas encore totale-

ment détruits. Cette topographie étant donné son altitude s'est développée au cours du Quaternaire ancien. Il existe en outre une deuxième topographie aplanie à un niveau inférieur. Elle tranche vers 400 m la terminaison du *Langari* et rend compte de l'épigénie d'un des affluents du *Thifonos Rēma*. Il faut donc admettre un changement du type d'écoulement et comprendre ces aplanissements dans le calcaire comme des surfaces de corrosion karstique développées au contact du flysch.

L'évolution du modelé peut donc s'être faite à partir des étapes suivantes :

- au départ une haute topographie qui s'abaisse jusqu'à 500 m. Un premier réseau peu hiérarchisé mais adapté à la topographie s'installe.
- une première crise d'érosion linéaire qui coïncide avec une légère instabilité tectonique, fixe par épigénie certains secteurs du cours des rivières. Les éboulis indurés au droit des secteurs les plus broyés le révèlent. Le réseau se hiérarchise au profit du *Thifonos Rēma*.
- cette disposition du réseau n'est guère bouleversée lors d'un épisode intermédiaire caractérisé par le développement de surfaces de corrosion karstique, biefs locaux qui renforcent le mécanisme.
- une dernière crise d'érosion linéaire fixe le réseau.

Ce dernier épisode est complexe car il débute par un engorgement des cours supérieurs. Autour de *Kēramitsa* des nappes d'éboulis fossilisent la topographie en débordant sur les interfluvies et se terminent en aval par des appendices que canalisent les anciens vallons. Un réseau élémentaire s'est ensuite développé au contact des nappes et du flysch. Cette dernière entaille est purement climatique. Enfin, on assiste à l'engorgement des cours inférieurs et à la constitution de plainettes alluviales dans le fond des principales vallées.

Le *Xavros Rēma* prend sa source sur le flanc ouest du *Vēlouna*. Il incise au passage la terminaison calcaire du *Kouvadi*. Cette inadaptation s'explique par la mince couverture de flysch. Cette surimposition a pour point de départ la haute topographie observée dans le bassin du *Thifonos Rēma*. Ensuite au lieu de confluer vers ce dernier, la rivière par un coude s'écoule vers le Sud entre le *Kouvadi* et le *Langari*. A *Kokkinia*, par une boucle, elle traverse ce dernier par une cluse. Celle-ci dérive d'une adaptation à une faille trans-

verse, injectée de gypse et de brèches de Trias, au point de former comme une bande de broyage qui culmine à 260 m.

Il faut admettre que ce rejeu est tardif. Il est antérieur aux nappes d'éboulis récentes qui masquent les contacts, mais postérieur à la vallée qui aboutissait au *Kalamas* puisqu'il la barre, et postérieur à la formation de la cluse puisqu'il l'obstrue. Le passage à travers la cluse est tardif et consécutif à la corrosion karstique responsable du poljé que la rivière traverse. Tout se passe comme si la rivière barrée par la bande de broyage avait fini par en venir à bout par dissolution. Il semble qu'il faille comparer cet événement à celui responsable des aplanissements qui bordent le *Kalamas* ou la rivière de *Nēokori*.

Les épisodes de formation de cette vallée sont les suivants :

- existence d'une vallée qui aboutit au *Kalamas*.
- rejeu tectonique qui entraîne la création de la bande de broyage de *Kokkinia*.
- incision linéaire d'origine climatique et contemporaine des éboulis. Cette période d'écoulement concentré entraîne grâce à l'abondance des débris calcaires l'incision d'une gorge de raccordement à travers le *Langari*.
- remblaiement tardif et légère réincision.

La constitution des bassins

Le réseau actuel est donc surimposé. Mais le premier drainage était adapté aux déformations du flysch. Ensuite par surimposition à travers le *Langari*, certains secteurs des cours se sont fixés et le drainage s'est simplifié au profit des rivières les mieux alimentées. Les limites des bassins et les fluctuations du niveau de base expliquent le morcellement du bassin sédimentaire d'*Ayii Pantès* en multiples unités hydrographiques.

La comparaison de l'évolution de chacun des réseaux permet de définir les étapes suivantes.

On observe une haute topographie qui s'abaisse jusqu'à l'isohypse 500. Elle se définit par des interfluvés au sommet aplani qui sont les héritages d'une topographie antérieure dont on ne peut rien dire de précis faute de témoignages alluviaux, et par des vallons larges dont les pentes peuvent être assimilées à des versants glacés à peine taillés par les ravins actuels et accidentés de replats résiduels.

Les limites amont de ces réseaux à la différence des limites actuelles pouvaient englober des secteurs calcaires comme le montrent les cluses mortes telle celle de *Varvara*. Tournée vers le synclinal de *Botzara*, elle se boucle en amont sur un col. La cluse atténuée par des cônes argilo-caillouteux est installée sur une flexure de terminaison périclinale, situation banale comme nous l'avons vu pour les rivières diaclinales de l'*Epire de l'Ouest*. Cet épisode est ancien puisqu'il est antérieur à l'élaboration de la surface de *Botzara* fossilisée par les mêmes cônes.

Ainsi la ligne de partage des eaux liée à l'existence de la cluse morte a été fluctuante pendant tout le temps de l'élaboration des bassins.

La fluctuation des niveaux de base tantôt généralisés pour les derniers épisodes de creusement, tantôt localisés pour les épisodes précédents est un autre phénomène qui commande leur élaboration. Cette fluctuation d'origine morpho-climatique peut au cours de l'évolution soit dépendre, soit révéler des contraintes structurales.

Elle explique aussi la présence des surfaces de corrosion karstique et celle des replats résiduels qui ne se situent jamais en dessous de 200 mètres. Le développement de telles formes dépend de la capacité des rivières principales d'entailler les calcaires qui scindent ou limitent les cuvettes de flysch. L'incision dépend alors de l'alimentation et de la charge. Le flysch étant incapable de fournir les galets, seul le calcaire tectonisé peut le faire grâce aux nappes d'éboulis. Cette condition oblige à placer l'incision lors d'une période froide aux pluies irrégulières mais abondantes pour que les cours d'eau puissent travailler à plein régime. En même temps sur le flysch doit exister un faible couvert végétal afin que les eaux ne soient pas trop acides. L'abondance des débris éboulés compense toutefois ce facteur restrictif. Dans ces conditions les entailles sont climatiques et le niveau de base se généralise à tout le bassin. En revanche lors d'une période plus chaude, la végétation plus dense fixe les pentes du flysch et favorise l'écoulement concentré sur les cours d'eau majeurs. Mais les eaux plus corrosives et plus chargées en fines particules favorisent le développement des aplanissements d'origine karstique et en même temps se multiplient les niveaux de base locaux ou les biefs. Le bassin-versant tend à se morceler. Sur les petits affluents et sur les versants-glacis la végétation tend à faire apparaître le ruissellement diffus et

à désorganiser l'écoulement en multipliant les replats résiduels.

Cette évolution contrastée rend compte de la topographie du flysch partagée entre une haute topographie aux formes surbaissées et une topographie basse entaillée. Ce type d'évolution a marqué la vallée du *Kalamas*, le troisième bassin-versant de cette unité structurale centrale.

La vallée du Kalamas à travers la cuvette de Riziani

. La situation structurale.

La cuvette est un synclinorium composé de trois gouttières qui sont orientées N.S. Or le parcours du fleuve dans la cuvette est une vaste courbe d'Est en Ouest qui suit au plus près les reliefs calcaires qui dominent le bassin sédimentaire.

Le fleuve à la sortie du *Kouvadi* s'adapte à la gouttière la plus orientale. Puis il suit une sorte de sillon marginal qui se situe à la base du dôme du *Golnitsa*. Ensuite il s'oriente progressivement vers l'Ouest et longe la base du revers de *Riziani*. Enfin, par un coude brutal il gagne par une cluse le diapir de *Filiatès*. Le fleuve est ainsi adapté à la zone la plus basse de la cuvette dont l'origine est liée à un refoulement des évaporites qui finissent par émerger à *Filiatès*.

. Le modelé de la cuvette

Si actuellement, le *Kalamas* est guidé par des déformations d'origine halo-cinétique, il semble qu'il ait été guidé aussi par le modelé du flysch.

La bordure orientale du bassin sédimentaire a été déformée. En effet le sillon marginal est jalonné par trois lambeaux d'une formation détritique discordante. Les altitudes différentes auxquelles se trouvent les conglomérats montrent que la cuvette a été déformée postérieurement. Cette instabilité tectonique s'est poursuivie au cours du Quaternaire.

En effet, sous la paroi du *Khionistra*, les nappes d'éboulis viennent buter contre un pointement calcaire, sorte d'extrusion entièrement ennoyée sous les débris. Si ces derniers au sommet débordent l'écueil, à la base ils se bloquent contre lui en s'incurvant. Tout se passe donc comme si au cours de l'édification des nappes, le pointement avait été soulevé par une faille. L'ablation et l'accumulation sur la paroi ont été plus rapides que le rejeu tectonique. Ce rythme est aussi responsable des gorges à travers le *Kouvadi*. Les

phénomènes semblent donc être contemporains. Or comme par analogie de faciès on peut dater ces éboulis au plus du Quaternaire moyen (Mindel), la vallée du *Kalamas* n'est donc pas plus ancienne.

La bordure occidentale du bassin a été tranchée par une surface d'érosion. En effet là le *Kalamas* est encaissé par surimposition dans le revers de *Riziani*. Cette surimposition s'explique par la présence d'une couverture de flysch qui se raccordait à un aplanissement qui tranche le revers calcaire sur plus de cinq cents mètres de profondeur.

Le *Kalamas* est ici tributaire d'une instabilité souple qui a commandé le tracé du cours et l'élargissement de la vallée.

Les nappes alluviales sont composées d'une nappe supérieure constituée de galets calcaires et d'une nappe inférieure où alternent des lentilles d'éléments grossiers et des assises plus fines. Les affluents du fleuve dans le flysch sont envoyés sous des colluvions pâteuses. Les ravines actuelles y sont incisées. On aurait ainsi au début du pluvial l'apparition des ravins. Puis une période plus sèche responsable de l'empâtement des bassins de réception ; enfin une reprise d'érosion par érosion linéaire.

Combinaison de la halo-tectonique et des épisodes morpho-climatiques du Quaternaire.

Au terme de cette étude des trois bassins-versants qui se partagent les cuvettes de *Riziani* et d'*Ayii Pantès*, on peut mettre en évidence le rôle prépondérant de la halo-tectonique. Les diapirs qui cernent le bassin sédimentaire, révèlent une migration certaine des évaporites. Le résultat de cette mobilité du Trias est d'engendrer des déformations souples. Les versants se flexurent et sont accompagnés à leur base de sillons qui favorisent les confluences. Le tracé du réseau s'organise donc à partir d'une trame d'accidents dont la mobilité est permanente depuis le Néogène. Le tracé de certains secteurs se fixe à partir d'accidents transverses hérités de la tectonique barcienne. L'inadaptation des cours est donc apparente ; le réseau est en fait guidé et, selon le modelé qu'il traverse, il est surimposé ou antécédent.

L'étude de ces trois bassins a révélé un modelé complexe. Le désordre topographique qui caractérise les zones basses du relief est dû à un épisode de ruissellement diffus qui a mis en évidence l'alternance lithologique du flysch. On peut rapporter cet épisode à un climat frais et sec. En re-

vanche les ravines dépendent d'un climat plus humide alors que les couvertures végétales sont inégalement denses. Il y a aussi un rythme complexe d'évolution entre les affluents et les rivières principales. Quand les processus de transport sont moins actifs dans les massifs calcaires, qu'il y a comme un assoupissement des torrents, les nappes alluviales sont fines, autrement dit ce sont les ravines du flysch qui alimentent en alluvions les fleuves. En revanche dès que le modelé du flysch est commandé par la solifluction, les nappes alluviales redeviennent riches en galets calcaires. On peut voir dans cette alternance, un rythme commandé par des variations climatiques. Etant donné la fraîcheur du matériel de ces nappes, on peut estimer que ces accumulations sont récentes.

2.3. Les cluses occidentales du Kalamas et de ses affluents.

Ce dernier secteur se décompose en trois domaines. Le Kalamas, le Trifonos Réma et le Kalpakiotikos traversent d'abord des chaînons calcaires par des vallées séquentes ; ensuite les trois rivières confluent au fur et à mesure de leur traversée du diapir de Filiatès ; enfin à la côte le Kalamas déploie son cours inférieur entre de basses collines qu'isole une plaine deltaïque.

a) - Les cluses à travers l'enceinte calcaire du diapir

Les cours inadaptés du Kalpakiotikos et du Trifonos Réma se développent à travers le Farmakovouni et le Sarakina. Le cours du Kalamas traverse le bloc monoclinale de Riziani. Ainsi plus on s'approche du diapir, plus les cluses prennent un aspect de vallée au plancher alluvial de plus en plus large et aux versants de plus en plus courts et émoussés.

Les cluses du Kalpakiotikos et du Trifonos Réma à travers le Farmakovouni.

Au niveau des cluses le Farmakovouni se déverse à la fois vers le SW et le N. D'anticlinal dissymétrique près de la frontière albanaise, il devient ainsi un anticlinal à la structure en éventail. En fait les cluses semblent bénéficier pour se développer d'une conjoncture de faits structuraux.

D'abord le Farmakovouni peut se subdiviser en une série de brachy-anticlinaux que séparent des ensellements profonds. Ces formes qui dérivent de la tectonique toarcienne, possèdent leur propre trame tectonique de failles décrochantes qui ont pu rejouer tardivement. Les bandes de Schistes en effet ne se correspondent pas d'un versant à l'autre de la cluse. Le silex que con-

tiennent ces schistes, s'il est tectoniquement fragile, est en revanche chimiquement résistant. Pas trop broyé, il peut alors livrer des blocs que le calcaire ne peut fournir lors des périodes chaudes et humides. On peut penser que l'érosion linéaire peut ainsi se poursuivre même lors des interglaciaires. En outre ce sont ces accidents aux rejeux horizontaux de 120 à 200 m, que les rivières suivent. De plus, au goulet d'entrée il se réalise chaque fois une convergence hydrographique qu'explique une dépression marginale. Cette confluence entraîne une meilleure alimentation en eau du fleuve diaclinal. Ainsi les rivières ont exploité un héritage structural et lithologique qui favorise leur incision.

Les cluses du Kalpakiotikos et du Trifonos Réma à travers le Sarakhina.

Le *Sarakhina* est un crêt monoclinal qui dérive d'un mont dissymétrique effondré par faille. Le *Kalpakiotikos* le traverse en s'adaptant à un fossé tectonique transverse lié à la halo-tectonique. En effet, l'accident est accompagné d'une bande de broyage qui se greffe sur le diapir. Le *Trifonos Réma* est aussi adapté à un accident de premier ordre, la faille de *Panaya*, injectée elle aussi de Trias broyé.

Ainsi les cluses se localisent sur des accidents qui débordent le strict cadre de la montagne et affectent l'avant pays de flysch.

La cluse du Kalamas à travers le bloc monoclinal de Riziani.

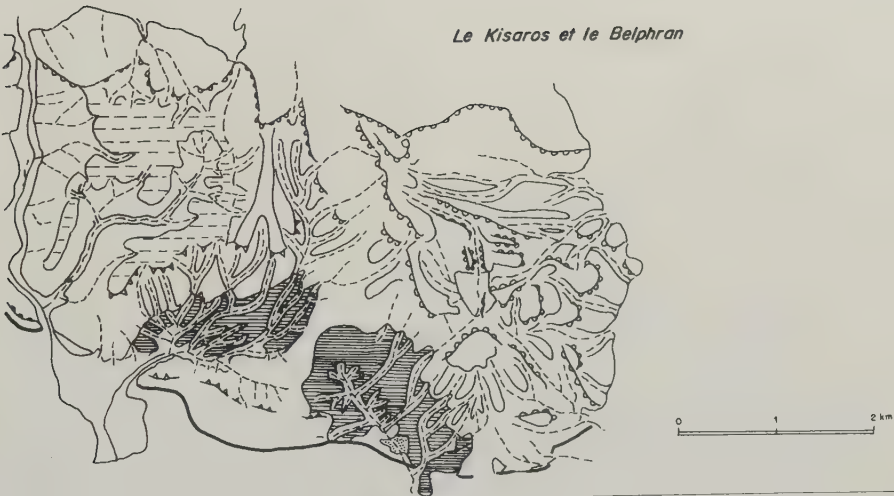
A l'Est l'enceinte calcaire du diapir est un bloc monoclinal. A l'endroit de la cluse l'assymétrie des deux versants est liée à une flexure qu'exagère une faille légèrement décrochante. Le *Kalamas* est guidé par cet accident dont le rejet est de 120 m.

Les cluses à travers les enceintes calcaires qui dominent le diapir de *Filiatès*, sont donc déterminées par des accidents qui sont tous la dépendance de la halo-tectonique. Le réseau élémentaire de ces enceintes permet de préciser les étapes du creusement.

Le réseau hydrographique élémentaire des enceintes calcaires.

On peut distinguer les réseaux de revers et ceux du front des crêtes monoclinaux (cf. Fig. 93 (a) et (b) p. 482).

Les réseaux de revers se développent dans les calcaires en plaquettes. Ce sont d'étroites rainures ou des vallons de fractures. Ils présen-



tent un chenal d'écoulement hérissé par la tranche des différentes dalles recoupées. Le lit saisonnièrement à sec est cependant poli, émoussé, crevé de petites mares de décantation et encombré de blocs à peine émoussés. Les interfluves sont convexes et colonisés par une végétation buissonnante qu'alignent les fissures. Vers le sommet, le sol disparaît, les touffes des buissons deviennent plus rares et le pavage des débris augmente. L'écoulement hivernal malgré une infiltration karstique prédominante sur ces pentes est suffisant pour évacuer les clins qui y glissent par gravité.

Le développement d'un tel réseau donne à ces revers un aspect de pente à cannelures géantes. Les thalwegs sont plus nombreux sur l'Eocène où ils sont espacés par des intervalles assez réguliers (200-500 m), que dans le Sénonien plus profondément lapiésé et karstifié. Leur hiérarchie est assez peu poussée et les vallons sont le plus souvent sans affluents. Leur développement est contemporain d'une phase d'écoulement concentré à la surface des revers sans perte karstique puisque les rainures aboutissent au Kalamas. Cette évolution montre que les torrents sont au moins contemporains de la dernière période froide. Peuvent ils être plus anciens ?

Peut être, quand on considère que certains d'entre eux sont plus longs que d'autres et qu'ils se prolongent vers les crêtes par des vallées sèches profondément incisées dans le calcaire sénonien. Tout se passe comme si les vallées utilisaient des dolines de dissolution allongées selon la pente du versant. Dans ce cas l'amont de ces longues vallées est plus ancien que le torrent qui la prolonge vers l'aval. Le long réseau paraît ainsi plus ancien que le réseau court et même antérieur à la corrosion superficielle la plus profonde.

Les réseaux du front des crêtes monoclinaux dissèquent une corniche massive et un versant dénudé. Le versant se présente comme une pente de transfert, pavée de débris et rainurée. A sa base s'étale un talus d'éboulis réincisé, à la topographie parfois confuse alors qu'il disparaît sous la plaine d'épandage des fleuves. De même, dans les cluses, le versant disparaît parfois totalement sous les talus d'éboulis légèrement rubéfiés et indurés.

Le modelé de ces versants s'explique par une gélifraction différentielle des bancs calcaires. Il faut cependant admettre deux étapes morphogéniques différentes pour rendre compte de la destruction de la corniche et de la

mobilisation des débris. La première est caractérisée par une cryoclastie responsable de l'ampleur de la nappe d'éboulis et de la régularisation des versants. La seconde est caractérisée par des processus d'origine nivale responsables des niches de versant et des rainures des corniches selon l'expression de J. Demangeot (55).

L'évolution du réseau des affluents élémentaires montre l'apparition de deux familles d'incision :

- les couloirs des faces libres.
- les entailles torrentielles.

Ces incisions se sont développées au cours du Quaternaire récent. Il semble que la période de plus grande incision se soit située au début de la période froide. Toutefois pour certains torrents, l'entaille a pu s'élaborer avant la période bio-altérante du Quaternaire moyen (Mindel-Riss). Après une période de gélifraction intense qui se montre comme une période de stabilité puisque les talus envahissent les cluses, l'écoulement a repris, mais les conditions de l'évolution des versants semblent avoir changé. La karstification en relation avec la présence d'un manteau neigeux a repris, l'infiltration l'a emporté peu à peu sur l'écoulement de surface tandis que les régions de flysch se montraient sensibles à la solifluction. Cette dernière étape de l'évolution rend compte des nappes alluviales supérieures des grands fleuves.

La cluse du Kalamas et de ses affluents à travers le diapir de Filiatès

Le diapir, selon l'expression de l'I.F.P., est traversé par le *Kalamas* et le *Kalpakiotikos* dont la confluence se fait en amont du barrage du *Kalamas* à l'extrême ouest du diapir. Le dôme de calcaire broyé est cerné par des sillons marginaux atténués par des séries sédimentaires néogènes et des formations détritiques quaternaires.

L'inadaptation des rivières s'explique par le mécanisme de la surimposition et par celui de l'antécédence lors d'un gauchissement tardif du diapir.

En effet les séries néogènes transgressent sur les franges du diapir. Elles sont tectonisées et déformées et jalonnent un sillon marginal que le *Kalamas* emprunte. Le *Kalamas* a dû se surimposer à partir de cette plaine et son épigénie s'est transformée en vallée antécédente lors d'une reprise des mouvements tectoniques qui ont donné naissance aux collines gypseuses de *Vri-zëla*.

Les étapes de la mise en place du réseau semblent avoir été les suivantes :

- mise en place du diapir après l'Helvétien (orogénèse du Messinien).
- apparition des sillons marginaux atténués par les séries pliocènes.
- surimposition du fleuve.
- reprise de l'instabilité tectonique et formation des collines de *Vrízela*.
- antécédence du fleuve et gorge à travers le diapir.

Les séries détritiques quaternaires permettent de préciser l'âge de ce dernier événement.

En effet le diapir est cerné par des cônes argilo-caillouteux. Ces cônes lithochromes sont semblables aux séries de rhexistasie argilo-caillouteuses que l'on trouve en *Épire* et en *Acarmanie*. Le décapage des versants a donc conduit à l'édification de ces cônes qui s'accumulent dans les sillons marginaux. Or en raison d'une subsidence contemporaine à leur dépôt, ils recouvrent les formations pliocènes elles-mêmes altérées. La répartition des cônes est donc commandée par les mouvements tectoniques tardifs et de type halocinétique. Cette instabilité s'est ainsi déclenchée après la période bio-altérante du Quaternaire moyen.

Par ailleurs les nappes d'éboulis que l'on trouve dans les cluses et qui datent de la dernière période froide, montrent que le creusement était alors moins actif. Les gorges antécédentes se sont donc formées au cours du Quaternaire récent.

2.4. L'inadaptation du Kalamas à travers l'Épire de l'Ouest.

L'analyse de cette inadaptation a révélé deux séries de questions à résoudre.

L'inadaptation du *Kalamas* et de ses affluents à la structure est-elle due à une surimposition ou à une antécédence ? Dans le premier cas quel est le rôle des couvertures sédimentaires pré- et post-orogéniques ou des séries détritiques du Quaternaire ? Dans le second cas quel est le rôle de l'instabilité post-orogénique ? L'analyse du tracé montre que les rivières ne sont pas totalement indifférentes à la structure puisque les cluses sont adaptées à des accidents tectoniques.

La deuxième question a trait aux étapes de l'évolution et à la

hiérarchisation du réseau.

L'inadaptation : processus de réalisation

Il est évident que l'inadaptation, qu'elle utilise le mécanisme de la surimposition ou celui de l'antécédence, s'est propagée lors de périodes où le processus de l'érosion linéaire l'emportait sur ceux du ruissellement diffus ou de la corrosion karstique. Mais il est aussi évident qu'il a bénéficié d'une préparation tectonique et d'héritages morpho-climatiques.

L'inadaptation des cours d'eau a pour effet d'entraîner l'apparition d'un niveau de base général à toute l'*Épire de l'Ouest* du Nord, fondement morphologique nouveau en définitive. Ce trait s'est donc constitué malgré la mobilité tectonique et les variations climatiques pleistocènes.

- Les facteurs structuraux.

Le réseau inadapté du *Kalamas* n'est pas indifférent à la structure.

L'agencement structural complexe de l'*Épire de l'Ouest* a pour première conséquence d'entraîner la multiplicité des bassins-versants, de provoquer une hiérarchisation peu poussée et des lignes de partage des eaux incertaines.

Dans le flysch, ce sont les roches dures qui en sont responsables ; dans les calcaires, les bandes siliceuses et l'opposition entre le *Pantokrator* broyé et karstifiable et les calcaires en plaquettes plus sensibles à l'érosion mécanique. Mais le principe d'organisation du réseau dépend de la halo-tectonique.

D'abord on observe une prépondérance des formes plissées du type brachy-anticlinal ou brachy-synclinal. Ce style qui caractérise des formes courtes et bien individualisées, intègre à la fois un héritage morpho-structural, celui de la crise toarcienne génératrice des monts de primo-géniture, et un effet de bourrage consécutif à la mobilité des évaporites du Trias particulièrement épaisses dans l'*Épire de l'Ouest*. Ces deux faits ont pour conséquence de provoquer de nombreuses variations de pendage dans les séries post-liasiques, d'être le fondement de nombreux ensembles transverses et longitudinaux. Ce style entraîne des variations d'épaisseur des couches et ainsi une répartition fort irrégulière des affleurements dont les qualités diffèrent. Les conséquences sont directes sur le réseau hydrographique, puisque ces situations

commandent le tracé des réseaux et les évolutions de type karstique.

Ces facteurs morpho-structuraux révèlent aussi l'instabilité tectonique commandée par la halo-tectonique et qui se traduit par le diapirisme tardif et les gauchissements des versants. Le diapirisme a pour effet dans une unité structurale affectée d'une courbure externe convexe de créer des failles radiales qui découpent en blocs les massifs montagneux. Ces coupures tectoniques peuvent être exploitées par le réseau à condition qu'elles fassent affleurer le Pantokrator et les bandes siliceuses. De même le diapirisme commande l'apparition des sillons marginaux dont se servent les rivières mais qui compartimentent aussi le relief et multiplient les niveaux de base locaux. De même le diapirisme provoque des gauchissements à petit rayon de courbure. Ces derniers occasionnent la divergence du réseau et entraînent une reprise d'érosion que guident les trames tectoniques. Le réseau élémentaire se ramifie ainsi sans hiérarchisation au gré des fractures. Il en résulte des reliefs coupés de rainures et qui s'opposent aux chaînons aux versants cannelés de l'*Épire orientale*. Il y a donc une influence directe des facteurs structuraux sur l'établissement et la densité des réseaux. (fig. 93 a, p. 482)

Enfin l'analyse du réseau montre que l'instabilité tectonique est constante depuis l'orogénèse. On peut privilégier trois crises :

- la première est post-helvétienne et pré-pliocène. Elle se traduit par la mise en place des bandes de broyage de Trias. Elle a poussé le compartimentage du relief, donc des bassins.
- la deuxième est post-pliocène. Elle se traduit par la reprise des chevauchements, par le gauchissement des versants et par des rejeux de faille que jalonnent des injections de Trias. Elle a pour conséquence de fixer certains secteurs fluviaux. Mais le réseau n'était pas encore pleinement constitué.
- la troisième crise est tardive. Elle se marque par la persistance de subsidences situées dans le domaine côtier en particulier. Mais elle ne gêne pas la progression de l'inadaptation. Celle-ci se propage par le mécanisme de la surimposition au contact des synclinaux de flysch et des chaînons calcaires. Par celui de l'antécédence dirigée à travers les brachy-anticlinaux et le diapir de *Filiatès*.

Il est incontestable que la halo-tectonique est le facteur explicatif principal pour comprendre l'élaboration d'un tel réseau établi à travers

des cuvettes et des enlèvements successifs. Mais il semble que cette halo-tectonique soit la manifestation d'un phénomène géodynamique profond. Elle est liée à une zone de compression au-dessus d'un plan de Bénioff (J. Mercier et al., 123).

En effet le Trias particulièrement épais en *Épire de l'Ouest* pour conséquence d'atténuer les effets de cette compression et le phénomène se traduit par une tectonique souple. L'existence de deux familles d'accidents qui relèvent de cette néotectonique, fait émettre l'hypothèse d'une rotation au cours du Quaternaire de la direction de la compression. De NE.SW elle devient E.W. Or les accidents de la deuxième crise sont NW.SE. et ceux de la troisième E.W. ou N.S., selon le style tectonique. Or l'analyse du réseau montre que le *Kalamas* suit ses deux directions et que son cours définitif est récent. Il se peut que l'élaboration du réseau hydrographique reflète ces fluctuations.

Il est certain que l'instabilité tectonique commande les points de convergence hydrographique, les glissements de rivières qui aboutissent aux surimpositions locales observées sur le *Kalamas* et sur ses affluents ou aux antécédences à travers le diapir et les chaînons orientaux.

On ne peut donc négliger l'influence des déformations en compression ou en extension dans la plaque égéenne au cours du Quaternaire, pour expliquer l'inadaptation généralisée du *Kalamas* à travers l'*Épire de l'Ouest*.

- Les influences morpho-climatiques

Le modelé des versants permet de recenser les figures morphogéniques qu'on peut alors classer selon les familles suivantes :

- les formes de corrosion karstiques.

celles qui sont en voie de destruction : les dolines en auge transformées en dolines ouvertes ; les lapiés bio-pédogéniques qui par décapitation nourrissent les pierriers des versants ; les aplanissements de corrosion réincisés. Celles qui sont en voie d'élaboration : les lapiés structuraux qui accidentent l'enveloppe des versants, les lapiés de ruissellement.

- les formes d'altération et les formations d'altération.

les affleurements de terra rossa en place dans les dolines ou sur les versants à l'émoussé chimique.

- les formes d'ablation physico-chimique.

les éboulis en nappes ; les corniches ; les versants convexes.

- les formes d'ablation aréolaire.

les replats résiduels ; les versants-glacis et les empâtements flués.

- les formes d'ablation linéaire.

le réseau élémentaire des couloirs et des entailles ; les ravinements ; les cluses mortes ou vives et les gorges.

- les formes de remblaiement.

les cônes argilo-caillouteux et lesplaires de colmatage.

La présence de ces formes dues à des systèmes morphogéniques différents dépendent des variations climatiques au cours du Quaternaire. Leur échelonnement le long d'un versant montre que les processus d'érosion linéaire sont récents.

Sur un versant calcaire, les sommets dérivent d'une topographie d'érosion, gauchie et karstifiée. Les dolines en auge ont été ouvertes et les lapiés bio-pédogéniques décapités. Sur les pentes convexes ou gauchies les incisions élémentaires dégradent des panneaux lapiésés et pavés de débris mobiles ou feutrés d'altérites en place, parfois colluvionnées. A la base, un raccord progressif relie le versant calcaire à celui développé dans le flysch, ou bien la base est atténuée par des rappes d'éboulie ou le colmatage des vallées selon leur situation topographique.

Dans le flysch, une haute topographie d'érosion sert de ligne de partage des eaux. Les versants sont accidentés de barres, de chevrons ou de replats résiduels qui défigurent un ancien modelé de versants-glacis. Enfin un ravinement dont l'intensité augmente d'amont en aval, lacère le bas des pentes. Certaines formes dérivent d'un empâtement ancien parfois flué.

Selon l'altitude, les processus morphogéniques actuels sont la gélifraction pour les sommets, la corrosion karstique pour les versants calcaires, le ravinement pour le flysch et les fonds alluviaux, la rhexistasie superficielle par creeping et gravité sur les versants de flysch et les sols des calcaires.

La destruction du karst profond par les entailles ou les couloirs, la réincision des talus d'éboulis montrent que les phases d'incision alternaient avec des périodes où la corrosion karstique dominait, où la gélifraction l'emportait. Ces alternances ou ces successions ont affecté tout le bassin versant du Kalamas et de ses affluents.

Si on établit un tableau récapitulatif pour chacune des grandes unités structurales et qu'on les compare, on peut définir un certain nombre de moments dont le système morphogénique peut être défini par un processus fondamental.

Tableau 1
Les unités orientales (vallées et versants)

	Khionistra	Vélouna	Kouvadi
	Vallée du Kalamas et de ses affluents		
J	incision	incision	incision
I	remblaiement grossier en surface	remblaiement	remblaiement
H	incision terrasse rocheuse + 2 m incision terrasse rocheuse + 20 m.	incision corrosion karstique lapias structuraux talus d'éboulis incision	incision incision
G			
F	colluvions rouges		
E	incision surcreusement du karst	incision	incision antécédence
D	aplanissement, altération, corrosion karstique cours hypogé lapias bio-pédogénique versant atténué		
C	incision	cluse de Varvara	
B	couverture détritique remaniement d'un matériel mio-pliocène continental		
A	topographie atténuée pliocène		

Tableau 2
Bassins-versants médians

	Kalpakiotikos	affluents	Trifonos Réma Xavros Réma	Kalamas	affluents
J	incision terrasse rocheuse	incision	incision	incision	incision
I	remblaiement	incision	remblaiement	remblaiement fin en surface fin et grossier grossier	incision
H	incision	incision replat résiduel incision	incision nappes et torrent incision	incision nappes détritiques incision	incision solifluction incision
G	replat résiduel				
F					
E	incision	incision	incision cluse surcreusement du karst	incision flexure	
D	replat résiduel aplanissement		corrosion karstique	aplanissement	
C	incision		incision diapirisme	incision tectogénèse	
B	topographie héritée et atténuée versant-glacis et couverture détritique.				
A	topographie atténuée				

Tableau 3
Unités occidentales (vallées et versants)

	Farmakovouni et Sarakina		Filiatès Diapir	affluents
J	incision	incision	incision	incision solifluction
I	remblaiement grossier en surface			incision
H	incision		incision colluvions brunes incision	engorgement induration incision nappes détritiques incision
G				aplanissement
F				colluvions rouges
E	incision	incision	incision	incision
D	corrosion karstique cours hypogé		corrosion karstique	
C	incision instabilité tectonique		incision diapirisme	incision
B	topographie atténuée		couverture détritique	
A	topographie atténuée		diapirisme	

- Les étapes de l'élaboration du bassin-versant

Les tableaux mettent en valeur un certain nombre d'étapes dans l'élaboration de l'inadaptation des cours d'eau.

L'Épire de l'Ouest se présente comme une région ayant subi avant que n'apparaissent les réseaux, deux phases d'instabilité de type orogénique. L'une est burdigalienne (I.G.R.S.-I.F.P. 99) ; l'autre est infra-pliocène, si on considère les couvertures détritiques qui cernent le diapir, comme contemporaines de cette instabilité. Elle s'est poursuivie par des gauchissements lors d'une ultime phase fini-pliocène (phases A et B).

Une période d'incision a suivi sans que cesse l'instabilité tectonique comme le montrent l'injection de Trias dans les failles, le diapir de *Langari*, l'édification d'éboulis déformés à la base de la paroi du *Klionistra*. Le réseau n'avait pas toutefois l'unité actuelle (phase C).

Après la période D, la généralisation de l'inadaptation s'effectue en raison d'une préparation karstique en surface et en profondeur.

La période suivante est une époque d'incision linéaire où le processus de l'antécédence joue en même temps que celui de la surimposition en raison d'une instabilité sectorielle liée à la halo-tectonique. A ce moment, le bassin-versant du *Kalamas* draine définitivement l'*Epire* (phase E).

Les périodes suivantes E et F ne sont que peu marquées (colluvions rouges et replats résiduels).

Les phases H, I, J en revanche marquent tout le bassin et consacrent une certaine indépendance d'évolution des affluents par rapport aux grands axes fluviaux. Il faut relier ce type d'évolution à une présence discontinue du couvert végétal. Si cette dernière époque commence par une incision généralisée, elle se poursuit par des phases d'engorgement et des phases d'incision.

Ces différentes phases peuvent se situer à des périodes précises du Quaternaire.

A et B représentent le pré-quaternaire.

C représente le Quaternaire ancien étendu jusqu'au Mindel.

D correspond au Mindel-Riss

E, F, G, caractérisent une période humide d'abord, plus sèche ensuite. Il peut s'agir du Riss et de l'interglaciaire Riss-Würm.

H, I, J, se rapportent au dernier maximum froid, le Würm, au post-glaciaire et à l'époque actuelle.

L'analyse de ce réseau montre que l'inadaptation généralisée est récente. Si la généralisation est liée aux dernières phases climatiques, la préparation est liée aux phases tectoniques successives que commande la halo-tectonique. En définitive, si les rivières aboutissent au niveau de base générale par des gorges moins profondes que celles de la Crête (P. Birot, 18) le fait est sans doute lié à l'halocinèse.

CHAPITRE 23

LES TYPES D'ORGANISATION DES RESEAUX ET DES BASSINS

Les types d'organisation des réseaux hydrographiques posent en *Grèce occidentale* trois problèmes.

D'abord en évoquant l'origine des réseaux on pose le problème de leur inadaptation.

Ensuite le tracé des fleuve pose celui du mécanisme de l'antécédence ou de la surimposition confronté au rythme tectonique.

Enfin l'élaboration des vallées, celui du rythme climatique et de la diversité des versants de vallée.

1. Problème de l'inadaptation et constitution des bassins.

Cette question se pose en raison des couvertures détritiques pré- ou post-orogéniques, de leurs diversités, des rapports qu'elles entretiennent entre elles et de leur extension originelle.

Les géologues de l'I.F.P. (99) ont bien caractérisé les deux types de couverture : les séries pré-orogéniques composées de flysch et de molasse et les séries post-orogéniques qui associent aux molasses des séries continentales. Leur évolution pose le problème de l'existence d'anciens réseaux et des filiations possibles avec les réseaux actuels, autrement dit de l'érosion des couvertures sédimentaires tendres étant donné qu'elles s'étendent sur le substratum calcaire en un manteau continu inégalement épais à partir de l'Eocène inférieur. Ce manteau n'est en fait continu que pour les séries pré-orogéniques. Les séries post-orogéniques sont cantonnées aux synclinaux formés

lors de l'orogénèse burdigalienne. On peut poser la question de savoir si cela n'est pas vrai aussi pour les séries pré-orogéniques au cours de leur dépôt entre l'Eocène et le Burdigalien. De même les variations d'épaisseur entraînent dans le même temps des volumes de roches enlevée irréguliers et donc des surcharges inégales ainsi que des vitesses d'érosion différentes liées au rythme tectonique régional (cf. Chap. 5).

On voit que la surimposition généralisée des cours d'eau se pose en des termes complexes qui la rendent de moins en moins probable même si on se place dans le cadre d'une polarité orogénique qui en se déplaçant d'Est en Ouest demeure en principe le modèle le plus favorable au développement d'une inadaptation généralisée, corrigée au fur et à mesure du plissement.

- Les différentes séries de flysch et leurs variations d'épaisseur.

Les géologues de l'I.F.P. ont conclu à une diminution d'Est en Ouest du flysch ionien tel qu'on peut le définir dans le synclinal d'*Épire-Acaranie* où il atteint dans la région d'*Arta* une épaisseur de 6 000 mètres.

Vers l'Ouest, le flysch ionien est fin et de faible épaisseur. Ayant actuellement à peu près disparu de la zone ionienne interne (unité du *Louros-Xêrovouni*); il atteint des épaisseurs qui varient entre 1 000 et 400 mètres dans les synclinaux de la zone ionienne moyenne (*Épire creuse*). Là il est souvent érodé par les formations sus-jacentes, la formation de *Rhadovizi* et la molasse burdigalienne.

La formation de *Rhadovizi* apparaît comme une formation de remaniement du flysch sous-jacent. Discordante elle débute à l'Aquitaniens et se poursuit jusqu'au Burdigalien. Sa localisation est déterminée par la surrection des anticlinaux qui encadrent l'*Épire creuse*.

Dans la zone ionienne externe (*Épire de l'Ouest*), le flysch ionien se subdivise en trois séries. Le flysch de base très réduit. La formation d'*Ayii Pantès* épaisse de 1 300 m qui subit des diminutions d'épaisseur locales et originelles en raison d'une instabilité synsédimentaire au cours de l'Aquitaniens et qui a pour limite orientale l'unité du *Souli-Paramythia*. En revanche son développement vers l'Ouest correspond à un abaissement général axial qui préfigure le golfe d'*Ambracie*. Le flysch supérieur enfin, épais de 800 mètres en moyenne provient d'un remaniement du flysch ionien. Son extension à l'Ouest de l'*Épire*, dépend d'une subsidence marginale. Autrement dit, cette série en-

richie d'éléments détritiques et locaux révèle une instabilité des marges au cours de l'Oligocène et de l'Aquitanién, l'érosion du flysch à l'Est et l'attache même de certaines unités calcaires (*Louros, Margariti, Parga*).

Quant au dépôt burdigalien qui succède, il se localise dans l'*Épire creuse* où le massif du *Louros* est sa rive orientale. Vers l'Ouest la limite est plus floue et se situe sur l'unité de *Paramythia*, semble-t-il.

Ainsi la réduction des épaisseurs n'est pas seulement un effet de barrière qui entraîne une diminution des apports, mais la conséquence d'une instabilité tectonique pré-orogénique. Celle-ci entraîne un remaniement des séries déjà déposées, c'est à dire une érosion des hauts-fonds. Le résultat est qu'une surimposition généralisée dès la surrection est désormais irréalisable.

- Les situations régionales

La répartition des variations d'épaisseur préfigure les limites des futurs bassins. Ainsi ces derniers s'expliquent-ils par une adaptation à des traits structuraux de premier ordre.

a) - Le synclinal d'Épire-Acarmanie

La série compréhensive de flysch allant de l'Eocène à l'Aquitanién est caractérisée par une diminution d'épaisseur du bassin d'*Arta* aux *Zagoria* au Nord. La réduction stratigraphique est liée à une moindre subsidence de la zone septentrionale depuis l'Eocène inférieur. Il découle de cette disposition une diminution d'épaisseur qui permet une plus rapide révélation des calcaires au Nord qu'au Sud. En même temps elle entraîne une charge inégale qui a tendance à créer une pente générale vers le golfe d'*Arta*. Le mécanisme de la surimposition devient donc de moins en moins possible au Nord pour l'*Arakthos* adapté à la structure. En revanche, une apparente inadaptation aux formes plissées peut se développer, car le cours d'eau s'adapte à une pente dont la topographie est d'autant plus facilement plane que le flysch est tendre et que les systèmes d'érosion aréolaires ont été prépondérants au Néogène. De même le mécanisme de l'antécédence dirigée par des accidents de distension peut d'autant plus facilement se développer que les surcharges sédimentaires activent l'halocinèse post-orogénique.

b) - l'Épire interne

L'unité du *Louros-Xérovouni* dont la tendance à l'exondation est

caractérisée par une diminution très sensible de la couverture de flysch. Autrement dit, le *Louros* qui s'écoule parallèlement à l'*Arakthos* est adapté à une pente commandée par la subsidence du golfe d'*Ambracie*. Mais cette fois cette dernière se développe essentiellement dans les calcaires si bien que les mécanismes de la surimposition est dès l'origine exclu. Parmi ceux qui restent, il ne subsiste que celui de la préparation karstique ou celui de l'antécédence. Mais ce dernier ne peut se réaliser qu'à la condition que les facteurs qui permettent l'écoulement subaérien, l'emportent sur ceux de l'écoulement souterrain. Les conditions sont étroites et exigent la disparition du couvert végétal, le colmatage du karst profond et elles doivent favoriser en même temps des écoulements à débit puissant et à la charge pas trop abondante.

En fait le fleuve est adapté à une inflexion médiane, sorte d'ensellement de distension en raison des surcharges sédimentaires latérales. Le sens de la pente à laquelle s'adapte le fleuve, est lui-même commandé par le niveau de base qu'engendre la subsidence continue du golfe d'*Ambracie*.

Ainsi l'unité du *Louros-Xérovouni* est par sa disposition favorable à l'établissement d'un bassin médian, mais elle ne peut le susciter qu'à partir de conditions hydrologiques étroites lesquelles ne sont véritablement apparues qu'au cours du Quaternaire ancien.

c) - l'Epire moyenne

L'*Epire creuse* est une zone de surcharge sédimentaire en raison de l'accumulation des séries aquitaniennes et burdigaliennes discordantes sur le flysch. Mais les variations d'épaisseur qui les affectent, révèlent une différenciation topographique en bassins et en seuils et une dissymétrie transverse qui déterminent une plus grande épaisseur des séries à l'Ouest.

Or l'*Epire creuse* est partagée entre l'*Achéron supérieur* qui coule vers le Sud et le *Kalamas* et ses affluents orientés vers l'Ouest. Si l'*Achéron supérieur* par l'orientation de son cours est semblable à l'*Arakthos* et s'adapte ainsi à une pente tardive dirigée vers le Sud, le *Kalamas* échappe à ce principe. Il démontre ainsi que le mécanisme de la surimposition ne peut expliquer à lui seul les grandes orientations des cours d'eau. Ceux-ci sont donc postérieurs et non point originels. Ils sont même plus tardifs que la pente à laquelle ils s'adaptent et qui a été modelée au cours du Néogène.

d) - L'Epire occidentale

Là, les bassins se multiplient ; certains atténués par le Burdigalien ; d'autres non. Donc l'exondation et même l'érosion de certaines unités anticlinales étaient déjà réalisées en partie comme l'indiquent les passées conglomératiques du flysch supérieur. L'émergence est aussi certaine pour l'unité du *Louros* jalonnée sur son flanc ouest par des dépôts burdigaliens à faciès littoraux en discordance sur le flysch ionien très érodé.

La veille de la phase orogénique majeure, le flysch sur les futures zones anticlinales était donc largement érodé si ce n'est déjà totalement absent. La surimposition à partir des séries sédimentaires pré-orogéniques n'est donc plus possible pour les fleuves inadaptés que sont l'*Achéron* ou le *Kalamas*. Comme en outre on ne trouve aucun témoignage liée à une antécédence originelle, on peut en conclure que le tracé actuel ne peut être que tardif et adapté à des accidents locaux qui dépendent de la néo-tectonique.

Ainsi plus on se dirige vers l'Ouest, plus le mécanisme de la surimposition devient improbable et plus les cours deviennent eux-mêmes récents. De même les limites des bassins deviennent de moins en moins tributaires des conditions orogéniques de départ à la différence des bassins orientaux et sont de plus en plus dépendants d'une néo-tectonique épeirogénique. Ce ne sont ni à des traits structuraux majeurs, ni à une pente orogénique liée à une subsidence du golfe d'*Ambracie*, mais à des réajustements locaux déterminés par les surcharges sédimentaires et par l'halocinèse que les fleuves s'adaptent.

- Les conditions climatiques des dépôts

Ce dernier aspect n'est pas indifférent puisqu'avant la phase orogénique majeure certaines unités structurales étaient déjà exondées.

Nulle part les séries pré-orogéniques ne comportent de conglomérats sauf localement dans le flysch supérieur. Il ne semble donc pas qu'il y ait eu de cours d'eau constitué en raison sans doute de l'insuffisante superficie des unités structurales exondées. Ces émergences ont eu lieu au cours de l'Oligocène et à l'Aquitainien, c'est à dire lors d'une période de faible pluviosité en Méditerranée.

De même le matériel des séries post-orogéniques ne reflète pas des conditions climatiques qui auraient pu favoriser un écoulement subaérien

régulier et générateur de vallées.

Du Burdigalien au Pliocène inférieur la sédimentation présente les types de faciès suivants. A la base des calcaires bréchiqes aux éléments très anguleux et qui comportent essentiellement des débris arrachés aux calcaires en plaquettes. Au-dessus en alternance, des séries marneuses, gréseuses, des brèches de plus en plus fines et des grès fins. Plus on s'élève dans les séries de l'Helvétien, plus les lits bréchiqes s'estompent jusqu'à complète disparition au Tortonien. Alors aux éléments post-liasiques s'ajoutent des débris de *Pantokrator* et des dolomies. La révélation des assises liasiques a donc eu lieu à l'Helvétien terminal. Enfin, la série se termine par des marnes bleues toujours légèrement sableuses dans le même temps qu'on constate un enrichissement de cristaux de gypse, de pyrite, de limonite et même à la fin de gypse en bancs qui peuvent atteindre 25 mètres d'épaisseur. La série lithologique se termine par des faciès régressifs puisqu'on passe des marnes lumachelliques et des calcaires gréseux à faune littorale à des sables et à des conglomérats d'origine continentale. Les caractères de la sédimentation jusqu'au Messinien apparaissent être les suivants.

Les brèches correspondent à la phase tectonique majeure et montrent que l'érosion des séries post-liasiques se fait dès l'origine, preuve d'une érosion très rapide des séries détritiques pré-orogéniques. L'essentiel du matériel est constitué de grès et de sable marneux. Le faciès de cette molasse est littoral et le sédiment reflète directement le milieu sédimentaire d'origine continentale. Mais les éléments les plus détritiques s'affinent au cours de la période d'érosion. En outre ces derniers ne sont pas altérés et le matériel le plus grossier demeure anguleux. La présence de ces brèches calcaires est en relation avec un climat peu propice à la dissolution du calcaire. Sous ce climat chaud à fond général de sécheresse, les pluies violentes apportent aux rivages des laves torrentielles dont les matrices empêchent l'usure des éléments calcaires. Ces caractéristiques se retrouvent dans le Messinien régressif.

Les conglomérats de cette époque sont des dépôts plus franchement fluviatiles certes, mais leur mélange avec des lentilles de sables et de limons et l'aplatissement des galets font dire que les éléments calcaires ont été façonnés par des rivières qui dépendent d'un système d'érosion subaride

comme le prouvent en outre les bancs épais de gypse qui s'y interstratifient. Ce régime d'écoulement d'oued ne favorise pas l'érosion linéaire, mais plutôt l'érosion latérale (A. Cailleux, et J. Tricart, 1958).

Ainsi l'évolution du matériel prouve que l'érosion du continent s'est faite sans la constitution de bassins fluviaux. De même la série transgressive du Pliocène inférieur ne montre pas un changement radical dans la sédimentation.

Cette dernière contient des bancs de gypse, des conglomérats au sein d'une masse argileuse et gréseuse. Elle se termine par des conglomérats polygéniques d'origine continentale. Ces derniers prouvent que le climat est devenu plus humide et qu'un écoulement s'organise au point de fournir la série d' *Arkhangēlos* en bordure du golfe d'*Ambracie*, proche d'un milieu estuarien et lagunaire.

On voit ainsi s'édifier assez tardivement un piémont à la suite d'un écoulement plus continu dont l'apparition se situe au Pliocène terminal et au Pleistocène ancien.

De l'étude des formations sédimentaires pré- et post-orogéniques on peut tirer les conclusions suivantes.

- les séries tendres pré-orogéniques n'étaient pas continues au moment de l'orogénèse. Leur épaisseur était inégale ; réduites sur les zones anticlinales, elles s'épaississaient dans les bassins à fond irrégulier. L'érosion des calcaires a ainsi débuté très tôt.
- les climats jusqu'au Pliocène inférieur n'ont pas été favorables à l'établissement des bassins fluviaux. Ils ont été générateurs d'une topographie peu contrastée de type aréolaire.
- cette topographie a vu le jour dès l'Aquitainien pour certaines zones hautes ; elle a été déformée par la crise burdigalienne et la crise messinienne qui se prolonge pour les îles ioniennes jusqu'à l'infra-pliocène.
- les séries conglomératiques de type fluvatile n'apparaissent qu'au cours du Pliocène. Les conglomérats lagunaires du golfe d'*Ambracie* constituent en quelque sorte l'acte de naissance des bassins fluviaux.
- Ces derniers s'adaptent donc à une topographie élaborée depuis le Burdigalien et qui a été déformée lors de la crise messinienne. Il n'existe donc pas de réseaux originels, malgré une évolution de type continental ancienne.

L'inadaptation des rivières relève donc d'une adaptation à un relief plio-quaternaire, s'il l'on peut dire.

2. Le principe d'organisation des réseaux hydrographiques.

Les réseaux ne sont donc apparus que tardivement et leur inadaptation ne peut s'expliquer par une surimposition généralisée originelle.

Or l'étude des différents bassins révèle un certain nombre de caractères qui permettent de dégager un principe d'organisation.

On constate une inadaptation des rivières d'autant plus importante que l'on se trouve à l'Ouest de l'*Épire*. La plupart se sont développées selon le scénario suivant.

Les bassins s'installent sur une topographie d'érosion. Mais les processus d'aplanissement essentiellement aréolaires n'ont guère réussi à neutraliser les effets de la mobilité du substratum. D'une part en effet la déformation de ce dernier est prouvée par la migration apparente des axes anticlinaux qui se révèle être un véritable gauchissement et par l'apparition des bandes de broyage de Trias. D'autre part le gauchissement pré-pliocène se traduit par un compartimentage du relief d'origine halocinétiq ue générateur de sillons marginaux ou d'ensellements transverses qui proviennent d'un découpage par des décrochements du domaine épirote ou acarnanien. Il se forme donc une série de cuvettes dont la répartition est en étroite relation avec cette trame tectonique. Ainsi l'existence de ces cuvettes montre que le réseau n'existe pas encore et il faut attendre le Pliocène, pour voir apparaître des épandages fluviaux incontestables. Le régime est encore celui de l'oued aux défluviations fréquentes et jalonné de biefs d'épandage ou de cuvettes de décantation. Cependant on ne peut exclure que s'élabore peu à peu le futur tracé des vallées grâce à une préparation karstique souterraine à travers les monts calcaires.

L'*Épire* dépend donc jusqu'au Pliocène, voire jusqu'au Villafran- chien inclus, d'un style tectonique en compression. Celui-ci se traduit par des gauchissements, qui s'accompagnent de failles inverses et de la reprise des chevauchements. Ce style est d'autant plus affirmé qu'il affecte les régions où les surcharges sédimentaires et les évaporites du Trias provoquent des déséquilibres importants du fait d'une érosion poussée au droit des zones

anticlinales. Il se crée une topographie composée de seuils qui fixent les futures limites des bassins et d'ombilics qui logent des cuvettes lacustres.

Le rythme climatique ne favorise pas non plus les écoulements continus. Le réseau reste élémentaire et interrompu par des niveaux de base locaux. Fractionné il est jalonné par des biefs à partir desquels se développent des aplanissements locaux qui faciliteront les surimpositions ultérieures.

Avec le Pleistocène le style se transforme en partie. La tectonique devient plus cassante, en même temps que la topographie se contraste. Il y a une véritable épeirogénèse accompagnée de nouvelles directions tectoniques. Les limites des bassins s'affirment. En même temps le rythme climatique change. Les réseaux embryonnaires antérieurs se développent et se constituent peu à peu comme le prouvent les tabliers anciens qui se raccordent à des hautes terrasses. Ces formations détritiques consacrent l'apparition d'un réseau qui peut atteindre désormais les rivages de la Mer ionienne.

Cette évolution s'est faite à un rythme plus ou moins rapide selon les réseaux. Les cours de l'*Épire occidentale* semblent s'être à ce moment définitivement constitués, alors que ceux de l'*Épire orientale* conservent encore des biefs que relie des cours souterrains. Il se développe ainsi des niveaux de corrosion karstique ou des surfaces d'érosion dans les fonds synclinaux de flysch.

La profondeur des gorges est déterminée par l'érosion fluviale mais peut l'être par des mouvements tectoniques pleistocènes. L'évolution de l'encaissement dans ces vallées permet de dire qu'au Mindel, le réseau semble s'être constitué. Au cours du Riss, mais surtout du Würm, l'incision s'est poursuivie du fait que les cônes lithochromes rissiens sont perchés au-dessus des auges alluviales.

Les périodes froides sont donc les moments de l'incision linéaire. Le Mindel-Riss a été en revanche favorable à la dissolution karstique, à l'enfouissement des eaux et au karst souterrain. Le Riss-Würm, plus sec, semble-t-il, a dû être une période d'érosion aréolaire si on se réfère aux versants-glacis qui se sont développés aux dépens des séries tendres des synclinaux et des cônes lithochromes.

Le réseau épirote s'adapte à des accidents tectoniques qui dépendent d'une halocinèse permanente, puis à une tectonique cassante de disten-

sion au cours du Quaternaire moyen et final.

Le *Kalamas* et l'*Achéron* montrent que cette mobilité entraîne des changements brutaux d'orientation. Ces épisodes sont les plus récents puisque certains peuvent être Riss et sont en même temps la manifestation superficielle d'une tectonique de bordure de plaque (J. Mercier et al. 123).

Ainsi la conjonction d'une activité tectonique continue et des crises climatiques favorables à l'incision linéaire est le principe d'organisation des réseaux et des limites des bassins. Les anomalies de tracé doivent être mis au compte de la préparation karstique et de la néo-tectonique. Le mécanisme de l'antécédence joue pour la traversée des anticlinaux ; celui de la surimposition pour l'encaissement dans les synclinaux ou les ensembles tectoniques.

En conclusion, on peut dire que les réseaux qui se sont développés au cours du Néogène doivent leur endoréisme non seulement aux conditions climatiques mais aussi aux manifestations orogéniques d'ordre halocinétique. Les bassins exorétiques qui caractérisent la deuxième phase de l'évolution, dépendent de l'épeirogénèse plio-quaternaire et des successions climatiques quaternaires. La coupure semble s'établir au cours du Mindel, d'une façon définitive.

3. L'élaboration des vallées.

Les versants des vallées montrent une grande diversité de profils. Parfois le versant est une paroi subverticale, parfois il se décompose en corniches successives ou en degrés. Il présente ici une pente régularisée, là au contraire un profil convexe coupé de vallons et atténué à la base par des cônes lithochromes ; enfin il peut se déchiqeter en gendarmes séparés par des coulières de pierres. Cette diversité à laquelle il faut joindre celle des séries détritiques, tabliers anciens indurés et lapiésés, cônes lithochromes, éboulis lités, cônes d'éboulis ou torrentiels, révèle que les processus d'évolution ont été multiples. A ceux de l'érosion torrentielle s'ajoutent ceux de la corrosion karstique et ceux de l'érosion physico-chimique. Relief calcaire et modelé karstique s'entremêlent pour donner aux vallées des versants différents.

Ces différentes catégories de versants observées aussi par J. Nicod (127 et 133), parfois déjà décrites par J. Tricart et A. Cailleux ailleurs (152 et 154), par E. de Vaumas (168) et en Grèce par P. Birot (22), J.J. Du-faure (61) et plus récemment par J. Hagedorn (93) se situent aussi dans les vallées. Pour la *Grèce occidentale* le scénario de leur formation et de leur évolution peut être ainsi résumé.

- une préparation halocinétique engendre des versants gauchis ou flexurés entre le Pontien et le Villafranchien.
- une préparation karstique au cours du Pliocène les corrode.
- une érosion linéaire dont la manifestation la plus ancienne est pleistocène et mindélienne, les découpe en panneaux.
- une reprise certaine de l'incision au cours du Quaternaire récent les subdivise encore plus finement.

Ainsi les profils des versants de vallée présentent deux grandes catégories selon la lithologie.

- les versants dans les roches tendres.
- les versants dans les roches calcaires.

L'évolution du modelé dans l'une et l'autre famille permet de présenter un tableau relativement complet de la diversité des profils qui l'ampleur en moins sont comparables à ceux des grands versants. (cf. Chapitres 13 et 14).

a) - Les versants dans les roches tendres

Les bassins de flysch ou de molasse sont couronnés par les restes d'une topographie d'érosion. Ces lambeaux pour les plus élevés dérivent sans doute de la topographie développée sous les climats secs pré-quaternaires.

Les plus bas qui portent encore des épandages fluviaux correspondent à des plaines de divagation d'oueds. Altérés en surface, au plus tard par la phase bio-altérante du Quaternaire moyen ces derniers lui sont donc antérieurs et correspondent au Pleistocène ancien.

Dans les vallées, on observe des versants-glacis au profil concave, coupés de rigoles, d'une faible superficie, développés dans le flysch à nu, ou à la surface des cônes lithochromes. En outre, ils se raccordent rarement à des terrasses anciennes et ils ne sont emboîtés que dans le flysch.

- Les versants glacis des cônes lithochromes

Comme ils arasent le sommet de ces formations, on peut dire qu'ils se sont développés ultérieurement. Il faut donc attribuer ces formes à un réchauffement climatique. La preuve en est que là où, pour des raisons locales, le cône a été recouvert par une nappe caillouteuse, le versant n'a pu se développer en raison sans doute de l'absorption des ruisselets par des débris. Ces formes d'érosion aréolaire se sont donc étendues dans ce cas lors de l'interglaciaire Riss-Würm, période plutôt sèche donc.

- Les versants glacis du flysch.

Pour ceux qui sont les plus bas et sans altérite, il faut les comparer à ceux des cônes lithochromes. Ils leur sont donc contemporains.

Pour les plus anciens qui peuvent se raccorder à l'occasion à des terrasses anciennes ou qui sont recouverts par des altérites fluées, il faut les rapporter à une période antérieure à la phase bio-altérante. Leur développement s'est effectué lors de la période de réchauffement du Mindel terminal. Leur genèse est donc périglaciaire. La forte pente en amont de ces formes en est un indice ainsi que leur atténuation par les alluvions fluviales. Leur conservation s'explique par la moins grande efficacité de l'érosion linéaire au cours du Quaternaire moyen. Celle-ci en effet ne semble reprendre de l'importance qu'au cours du Würm puisque le Riss semble avoir été plutôt sec et froid et que l'Euryrhénien a été chaud mais subaride. Les versants glacis sont alors immunisés par leur plus grand éloignement des drains. De même leur forme plane acquise au cours des périodes froides tend à se conserver. Protéger par la neige, ils peuvent au plus être perfectionnés par le ruissellement diffus au cours de la fonte du manteau nival.

Ces versants glacis sont donc responsables de l'élargissement des biefs élaborés dans les roches tendres.

b) - Les versants dans le calcaire

- Les parois subverticales

Ces parois présentent à des échelles diverses des murs plus ou moins irréguliers. Elles correspondent parfois à des corniches résiduelles au sommet d'un versant, parfois à des escarpements de faille, parfois à une paroi d'érosion fluviale.

Les origines sont donc variées et relèvent de l'action d'une éro-

sion torrentielle ou de celle d'une érosion différentielle physico-chimique. Il est rare qu'un versant de plus d'une centaine de mètres de haut soit une paroi verticale continue.

Ces situations montrent que les facteurs lithologiques et tectoniques interviennent au cours de l'évolution. Le développement a été facilité par des mouvements tectoniques. Il semble que pour l'Épire le fini-villafranchien et le Mindel soient les périodes les plus aptes à créer virtuellement ce type de versant exploité ensuite par les processus morpho-climatiques. Sous un climat froid, pluvieux et neigeux, les averses et les chutes de neige sont les facteurs climatiques les plus aptes à leur recul. La pluie comme la neige alimentent en eau les cycles gel-dégel et lors de la fonte la neige fournit les débits nécessaires à l'évacuation des débris et à l'incision des gorges.

Cependant il faut distinguer entre l'incision de la vallée et le développement des versants subverticaux résultat d'une érosion torrentielle. En Épire, si la genèse des dépressions peut être relativement ancienne, l'encaissement des vallées est récent. Il faut aussi distinguer entre les vallées encaissées dont la profondeur ne dépasse pas une centaine de mètres et l'encaissement qui affecte la base de la vallée.

Dans le premier cas, la vallée et l'encaissement se confondent l'homogénéité du calcaire ainsi que l'encaissement récent expliquent la verticalité des parois ; dans le deuxième cas, l'encaissement vertical s'inscrit dans une vallée plus ample où l'usure des versants dépend d'une évolution plus poussée.

Ainsi selon les cas, la verticalité de la paroi peut être utilisée comme un moyen de dater l'apparition de la vallée. Pour la Grèce occidentale, l'encaissement est un épisode récent du creusement des vallées. Il est Würm dans la plupart des cas étant donné qu'il se trouve souvent en contre bas des séries détritiques Mindel ou Riss. Le creusement qui ne dépasse pas une cinquantaine de mètres est à rapporter au Quaternaire récent. Le maintien des parois verticales aux sommets des versants tient à des facteurs structuraux, lithologiques et tectoniques.

La résistance des miroirs aux processus morpho-climatiques s'explique par une recristallisation de calcite le long du plan de friction. L'induration est assez poussée pour qu'il y ait une immunité contre la corrosion

karstique et contre les processus physico-chimiques (dykes de faille de J. Demangeot, 55).

L'homogénéité de la roche est un facteur prépondérant. En particulier la fréquence des fissures disposées selon le tectonogramme de fracturation défini par M. Ruhland (147) permet de définir les zones les plus aptes au maintien des canyons. On a d'autant plus de raisons d'observer des parois verticales que la gorge se situe dans une zone en extension et aux fractures ouvertes. En revanche, les parois évoluent très rapidement quand l'incision se situe au coeur de l'anticlinal où on observe une forte densité de fractures souvent discontinues. On observe enfin une multiplicité de torrents et de coulières qui font perdre aux parois leur aplomb quand l'entaille s'ouvre à la terminaison périclinale d'un mont en raison de l'abondance des fractures transverses. Dans les deux derniers cas, en outre, l'appel au vide à la suite du creusement de la gorge accentue encore l'évolution en multipliant les fissures de détente selon G. Galibert (83), si bien que les parois apparaissent constituées de dièdres en retrait. Dans le premier cas, les processus d'origine mécanique sont moins actifs mais les parois sont en revanche plus sensibles aux processus karstiques. Ces derniers ont un double effet ; celui de protéger par des calcins l'emporte sur celui de la corrosion superficielle. Toutefois il y a une certaine érosion dont l'agressivité est commandée par la préparation karstique profonde. En effet, on observe en *Épire* et en particulier dans les gorges du *Louros* que le rebord de ces gorges est ébréché et déchiqueté par des lapiés structuraux dont la densité est commandée par la fréquence linéaire des fissures. A eux se joignent des fissures de décollement selon l'expression de Ph. Renault (43) parallèles à la paroi.

La paroi évolue par déchaussement de blocs dont l'amenuisement fournit les éclats calcaires accumulés en petits cônes. Cette évolution entraîne un recul progressif des dièdres et l'apparition de parois courtes. Certaines n'évoluent plus protégées par les calcins. La paroi est affectée cependant de grottes épidermiques. Quand ces débris sont alignés sur un même niveau ils résultent d'encoches de sapement. Mais souvent ils ont une distribution très anarchiques et se développent au droit de bandes de broyage. L'infiltration des eaux et les cycles gel-dégel ont accentué les lignes de faiblesse. Mais le suintement qui se produit à partir des fentes de décollement

est un processus de conservation efficace pour la préservation de l'encoche, en raison du développement d'enduits et de draperies qui enrobent la niche.

Les parois subverticales sont donc des versants récents ou des versants hérités d'une incision plus ancienne. Leur recul par rapport à la ligne du thalweg s'explique par l'appel au vide, l'effondrement de blocs et l'amenuisement de ces derniers sur place. Leur maintien est liée à une mise sous scellés par les calcons ultérieurs. En *Épire*, il semble qu'il y en ait deux générations : l'un est ocre et parfois desquamé, l'autre est gris blanc et récent. Le plus coloré pénètre parfois au sommet des éboulis du Würm 3 et leur serait contemporain. Le calcon gris serait dans ces conditions tardiglaciaire car il recouvre le plus souvent le précédent.

- Les versants à corniches successives et à degrés

Ces versants dépendent des conditions structurales. En *Grèce occidentale*, ils se développent dans les calcaires post-liasiques. Les calcaires y sont purs et disposés en bancs d'épaisseur inégale et découpés par une intense fissuration. Les versants à degrés se développent préférentiellement dans le calcaire massif du *Pantokrator*. Leur évolution se caractérise par une importante production de débris.

Les calcaires en plaquettes donnent des clint ; le *Pantokrator* des blocs et les blocaux. Les débris s'amenuisent sur place et donnent un pavage sonore ou bien glissent sur les pentes et constituent des accumulations temporaires au dos des plus gros bancs. Les niveaux schisteux constituent des vires encombrés de débris. Ces versants se sont développés au cours de périodes anciennes ou actuelles caractérisées par la cryoclastie. Il semble que pour ces versants la neige ait été aussi un des processus actifs. En effet la rugosité des versants est provoquée par une érosion différentielle qui dépend de variations d'humidité en surface. Il semble que seul un manteau neigeux discontinu puisse entretenir cet état.

Autrement dit la régularisation entretenue par la cryoclastie est contrariée par le rôle de la neige. Les versants à corniches successives peuvent être ainsi ou d'anciens versants régularisés redevenus irréguliers depuis, ou bien des versants mal régularisés pour des raisons d'exposition locale. Dans l'un ou l'autre cas, le modèle de ces versants représente l'état le plus récent d'une évolution où les processus karstiques et les processus

physico-chimiques se font concurrence. L'eau y joue un rôle important si on tient compte des calcins et des draperies observables entre les joints de stratification.

- Les versants réguliers

Ces versants sont soit des pentes de Richter (versant réglé) soit des pentes régulières à profil moins en pente (versant régularisé).

Le versant de Richter en *Grèce occidentale* a un profil proche de la pente de l'éboulis à sec ; il est en continuité avec un éboulis de gravité accumulé à sa base. Il est rare qu'il définisse la totalité du versant, le plus souvent il est emboîté dans un panneau régulier et il ne couvre qu'une faible surface. Les nappes détritiques y sont souvent récentes parfois ocre. Il se développe en particulier dans le *Pantokrator* broyé. Le versant régularisé en revanche se développe dans les calcaires du Vigla.

Ces versants se sont développés au cours d'une période froide de type périglaciaire. Ils ne sont plus fonctionnels puisqu'ils ont été lapiés et incisés par des couloirs de face libre. La valeur de leur pente inférieure à celle de la pente de l'éboulis à sec et les grèzes qu'on y trouve font dire, d'après les conclusions de J. Nicod aussi, qu'à la régularisation de la pente par cryoclastie s'ajoutent des phénomènes de solifluction et de ruissellement diffus sur les interfluves et concentré dans les chenaux.

En *Grèce occidentale*, les versants de Richter semblent être les plus récents ; les derniers formés peuvent correspondre au Würm 3. Les versants régularisés sont plus anciens ; les derniers ont été formés au Riss, période de solifluction importante.

- Les versants convexes

Ces versants se développent dans tous les types de calcaires. Ce fait tend à prouver qu'ils sont hérités d'un modelé sous une couverture végétale et pédologique (P. Birot, 16). A leur pied, on trouve des cônes lithochromes interprétés comme des séries de rhexistasie. Les versants ont été lacérés par des lapiés, dont les têtes ont été coupées par la cryoclastie. Leur maintien provient du fait qu'ils ont une pente fort proche du profil d'équilibre du versant régularisé.

- Les versants à gendarmes et à coulières de pierres

On les trouve dans les vallées formées aux dépens des corniches résiduelles ou dans la dolomie.

L'étude des versants des vallées montre la rareté des gorges à parois et la diversité des autres versants. Leur évolution dépend directement du bilan hydrique.

En effet le drainage à travers les calcaires en plaquettes semble le plus continu en raison du réseau de fissures et de l'infiltration des argiles qui joue le rôle de compresse.

En revanche, à travers les calcaires du *Pantokrator*, l'écoulement du fait d'une recristallisation du ciment, l'écoulement semble plus continu et l'imbibition des surfaces très faible.

De même le compartimentage tectonique joue son rôle. Il est plus grand dans le *Pantokrator* plus massif et rigide que dans les calcaires post-liasiques plus souples au décollement de bancs plus nombreux. Il en résulte une répartition locale ou régionale des versants selon l'exposition, la valeur des pentes originelles ou héritées.

Les versants convexes les moins sensibles aux facteurs lithologiques sont cependant plus usés dans les calcaires en plaquettes que dans les calcaires massifs.

Les versants à corniches successives et les versants régularisés se localisent dans les séries post-liasiques. Les versants à degrés et les versants réglés dans le *Pantokrator* selon l'intensité de la trituration tectonique.

Il en résulte, pour les processus périglaciaires et les processus karstiques, que les versants n'ont pas la même sensibilité vis à vis d'eux. Les argiles l'ont montré. Le calcaire du *Pantokrator* se montre dans une phase bio-altérante plus drainée que dans une phase de type périglaciaire où l'imbibition de surface compte plus. En revanche, pour les calcaires en plaquettes c'est l'inverse.

Ainsi le réseau hydrographique de la Grèce occidentale doit son inadaptation à un héritage paléo-climatique sec et à des crises tectoniques continues. Les vallées récentes puisqu'elles sont quaternaires, doivent l'aspect de leur versant à la concurrence de processus bio-chimiques et physico-

chimique. Marqués surtout par les processus périglaciaires, les versants évoluent, cependant actuellement grâce aux processus d'origine karstique.

Conclusion générale

Le premier réseau hydrographique de la Grèce occidentale remonte sans doute au Pliocène. Il était morcelé en petites unités parce que commandé par les cuvettes lacustres.

Ce réseau a été démantelé par les crises tectoniques du Quaternaire ancien et défiguré par le modelé karstique du Quaternaire moyen.

Les vallées se sont constituées au cours du Quaternaire récent. Les versants ne sont pas, ou rarement atténués par des brèches anciennes du Mindel mais par les nappes d'éboulis postérieures.

Le rythme morphologique n'est pas non plus le même selon que l'on considère les vallées affluentes ou les vallées principales.

La génèse des vallées dépend des rythmes paléo-climatiques tectoniques, eustatiques de cette bordure des HELLÉNIDES. Comme chacun de ceux-ci possède une cadence qui lui est propre, on en conclut à une évolution moins nécessaire que contingente selon l'expression de Cl. Klein (103), où l'histoire ne se réduit pas aux origines.

Enfin, il semble qu'on puisse faire passer une limite N.S. à travers la Grèce du N.W. qui établirait une frontière entre des domaines dont l'un serait défini par des déformations de type orogénique et l'autre par des accidents de type épirogénique. Le premier engloberait l'Acarnanie et l'Épire de l'Ouest, l'autre se localiserait en Épire orientale. Le premier se caractériserait par des rivières dont le cheminement vers la mer s'établirait par une succession de coudes, l'autre se spécifierait par le trajet direct des cours d'eau à travers des biefs et des gorges. Cette opposition permettrait de définir à l'Ouest un domaine égéen, à l'Est un domaine continental balkanique.

TROISIEME PARTIE

LE DOMAINE COTIER

Le domaine côtier comprend l'actuel littoral continental et insulaire et aussi ce qui depuis l'orogénèse est passé de l'état de pré-continent sous marin à celui de terres émergées.

Le rivage du continent débute au sud, en *Acarnanie*, par les lagunes de *Missolonghi*. Il est ensuite, dominé par les hautes collines grises et desséchées qui gardent le delta de l'*Achéloos* ; puis, il est limité par des â-pics balafrés de torrents et mordus d'encoches, autour des golfes de *Mytikas* et d'*Astakos* ; en même temps, il se morcelle en îles, récifs et écueils ; enfin il est bordé par les hautes rampes du *Ser Ekas* qu'accompagne un mince ruban de broussailles. A la suite, le golfe d'*Ambracie* est une échancrure fermée à l'Ouest par la passe d'*Actium* que surveillent les forts désertés de la *Sérénissime*. Sa rive au Nord est ourlée de cordons littoraux qui isolent des lagunes qu'engraissent les alluvions du *Louros* et de l'*Arakthos*. Sur sa rive Sud, des secteurs rocheux à calanques s'opposent à des plainettes alluviales. Enfin se développe le rivage épirote. Il s'incurve d'abord, en une vaste plage au pied du *Zalongo* ; puis, il se dresse en falaises qui cernent des golfes étroits et qui serrent comme un garrot l'embouchure de l'*Achéron*. Il s'échancre, à nouveau, en une série de baies, telles celles d'*Arillas* et d'*Arpitsa* et qu'encombrent, à *Parga*, les rochers basculés sur le navire d'*Ulysse* par le géant *Polyphème* et que, de la mer, signale la bousculade du ressac. Il s'articule, enfin, en presque-îles autour des golfes de *Plataria* et d'*Igouménitsa* qu'obstrue peu à peu le delta du *Kalamas*. A l'extrême nord, il cerne de basses collines rondes, serrées comme une troupe de tortues, qui isolent les marais albanais de *Bou-trinto*. Les îles ioniennes élèvent de hautes crêtes ou de lourdes coupoles bordées de falaises blanches face au large. Au Levant, leurs versants fraîchement

ennoyés semblent encore glisser d'un mouvement si continu qu'aucune falaise ne révèle la cohabitation aménagée de l'eau et de la terre. Ou bien les rives s'aplatissent en plages parfois anciennes, se bordent de dunes récentes qui isolent des marais maritimes et des lagunes, et s'étalent en longs atterrissements que la houle rebrasse et disperse en crêtes rudes et écailleuses de galets ou en molles vasières.

Ce paysage côtier si tenu s'inscrit au sein d'un domaine que l'on peut qualifier de pré-continent émergé en raison des couvertures sédimentaires qui masquent encore le substratum calcaire des îles et du continent. Aussi s'agit-il de définir la constitution de ce domaine en examinant successivement sa préparation à partir des différentes séries post-orogéniques, sa disposition en définissant les différents types de côte et son apparition en déterminant les anciens littoraux.

1. La constitution du domaine côtier

Ont été du domaine côtier les régions d'*Epire-Acarmanie* et des îles qui sont encore recouvertes par les séries sédimentaires tendres pré- ou post-orogéniques, discordantes et d'origine marine (cf. chapitre 3).

- L'élaboration du domaine côtier sur le continent

Le tableau suivant permet d'établir des concordances entre les différentes séries du type flysch ou du type molasse. (cf. Chapitre 19, fig. 79, p. 390).

<u>Zone ionienne moyenne</u>	<u>Zone ionienne externe</u>
- flysch de base (Eocène sup. Oligocène)	- flysch de base ou inférieur (Eocène sup. Oligocène) très réduit dans les îles
- formation de Rhadovizi (Aquitarien)	- formation d'Ayii Pantès (Oligocène terminal, montant dans l'Aquitarien dans les îles)
- Burdigalien	- flysch supérieur (Aquitarien)
	- Burdigalien (réduit dans les îles)
	- séries sédimentaires post-orogéniques (Miocène à Pliocène et même Pleistocène, Calabrien dans les îles, Céphalonie).

Le domaine côtier s'est différencié à l'Aquitanién quand dans la partie orientale de la zone ionienne externe se sont déposées les séries molassiques. Les faits, résumés des travaux des géologues de l'I.F.P. (99) sont les suivants.

Au Nord, à *Corfou*, pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène, le bassin localement émergé était peu subsident et atténué par un flysch de base réduit. L'Aquitanién qui lui fait suite, est, au contraire, un dépôt de mer ouverte à sédimentation carbonatée de caractère chimique, épais de 1 300 mètres. Le Burdigalien est, en revanche, peu épais et sa molasse se dépose dans un bassin d'étendue restreinte. Au Sud, dans la région acarnanienne, en face de *Leucade* et dans l'île elle-même, le flysch de base est très réduit et même absent. La lacune semble être liée à des conditions locales qui gênent la sédimentation. L'Aquitanién est, en revanche, transgressif sur l'Eocène, la fréquence des remaniements montre que des régions émergées sont proches. La preuve en est donnée par le forage d'*Arkhangēlos* situé dans le golfe d'*Ambra-cie* où le Burdigalien condensé s'enrichit à sa base d'éléments bréchiques de calcaire éocène proche. Indirectement, on date ainsi, l'apparition du golfe puisque ce faciès épais de 400 m se rencontre sous 2 000 m. de Néogène. La subsidence ici s'opère, en fait, au cours de l'Aquitanién supérieur (I.G.R.S.-I.F.P., 99).

Le domaine côtier se situait aussi plus à l'Est, dans l'*Épire moyenne* ou *Épire creuse*, comme le montre la répartition du Burdigalien. Une surrection accompagnée de plissements localise la mer en un golfe axé sur les synclinaux d'*Anorakhi* et de *Botzara*. Cet épisode est confirmé par la discordance du Burdigalien et les traces d'un rivage le long du flanc ouest de l'*unité du Louros*. A l'Ouest, des dépôts conglomératiques font penser que déjà à cette époque des massifs, comme celui du *Margariti*, sont localement érodés jusqu'aux calcaires. Il semble que l'*Acarnanie* ait suivi le même rythme. Les séries y sont réduites sans toutefois y être totalement absentes, comme l'affirment les géologues de B.P. (98) et comme les travaux de G. Bizon (30) ont démontré le contraire.

Le domaine côtier se déplace selon un mouvement apparent vers l'Ouest au cours de l'Aquitanién-Burdigalien puisqu'à l'Est ne subsistent plus que des chenaux alors qu'à l'Ouest s'approfondissent des bassins. Le paysage

littoral est constitué de sillons que séparent des plates-formes où l'érosion enlève le flysch ionien et dénude les assises calcaires localement attaquées. Cette première érosion a eu pour conséquence de hâter l'érosion des monts calcaires occidentaux après l'orogénèse majeure.

- Constitution des futures îles

Au cours du Miocène et du Pliocène inférieur, émerge le pré-continent depuis débité en îles.

Les séries néogènes d'aspect le plus souvent détritique ou régressif masquent un substratum constitué de toutes les séries calcaires du Trias à l'Eocène. Les couvertures se répartissent en deux séries distinctes et d'âges différents puisque l'une est miocène et l'autre pliocène, séparées, en outre, le plus souvent, par une série intermédiaire de type régressif. Ces couvertures sédimentaires se retrouvent à *Corfou*, à *Leucade*, à *Céphalonie* et dans l'actuelle zone côtière de l'*Épire* et de l'*Acarnanie*.

Il faut remarquer que le Pliocène inférieur ne recouvre pas la même superficie que les séries miocènes. Le Vindobonien est, en effet, largement représenté dans les îles ioniennes. Mais on ne trouve le Pliocène marin ni à *Leucade*, ni sur la rive septentrionale du golfe d'*Ambracie*, alors qu'il se réduit à des placages le long du flanc du *Xéroméros* sur la rive méridionale. De même on ne retrouve pas de Miocène en *Acarnanie* méridionale où l'on connaît des affleurements pliocènes (plaine d'*Agrinion*) qui s'étendent jusqu'au Calabrien à *Céphalonie* (B. Kéraudren, 102).

Autrement dit, le Nord du domaine côtier est une région tectoniquement moins instable que la région Sud du Golfe d'*Ambracie* comme le révèle d'autre part la carte récente des foyers sismiques (Galanopoulos, 82).

Le domaine côtier pré-pliocène a pour limite orientale le front de *Parga*, plus au Sud, la limite passe entre *Ithaque* et *Céphalonie* alors qu'au Nord elle court à travers le chenal corfiote, cerne le mont *Pantokrator* et quelques îlots plus méridionaux (*Ayii Dekha*).

On peut dire que les monts apparus au Burdigalien ont été, comme l'indiquent les nombreuses assises de brèches sédimentées dans les marnes gréseuses du Miocène, érodés au point de perdre leur enveloppe de calcaires post-liasiques. Ou bien ont été recouverts par les dépôts marins (cas de *Leucade* et de *Corfou*). Le Nord est toutefois plus subsident que le Sud, puisque la

limite littorale est rejetée là au-delà d'*Ithaque* et ici s'approche du continent au droit de *Riza* et de *Parga*. Le golfe d'*Ambracie* s'approfondit lentement au même moment. *Leucade* émerge définitivement à la fin du Miocène et le chevauchement de la zone ionienne sur celle de *Paxos* se situe à ce moment aussi.

En fait, la mer helvétique mord que relativement peu sur le continent en train d'émerger à un rythme plus rapide au Sud qu'au Nord. Sa limite est calquée sur le dessin des côtes actuelles. L'épisode se termine par une phase compressive qui réactive les accidents orogéniques et met en place les bandes de broyage du type *Xéroméros*. Les sillons marginaux de ces derniers rendent compte de la répartition du Pliocène.

Au cours de cette période, on assiste à une lente émergence de *Corfou* et de *Céphalonie*. En effet, partout les séries pliocènes sont dissociées des séries miocènes.

On en conclut, depuis le Pliocène, le long de ce littoral, à la permanence de l'activité tectonique qui fait que ce dernier fluctue peu de part et d'autre d'une frange qui a toutes les caractéristiques d'une flexure continentale. Toutefois si l'*Épire* s'est toujours affirmée comme une bordure continentale, l'*Acarnanie* en revanche au cours du Pliocène inférieur est devenue une île. Pour les îles, on observe que *Leucade*, *Ithaque* et *Céphalonie* se sont constituées très rapidement alors que *Corfou* a émergé plus lentement, au cours du Pliocène car elle ne fait pas partie de l'arc égéen.

Le découpage actuel de ce rivage ne se comprend toutefois qu'en examinant les types de côtes. Ces dernières permettent en effet de dégager le principe de composition de ce littoral.

2. La disposition morpho-structurale du domaine côtier.

Les types de côtes se définissent par leur plus ou moins grande adaptation à la structure (A. Guilcher, 88).

- Les types de côtes

En *Épire*, on peut distinguer les types suivants du Nord au Sud (Fig. 2, p. 24).

De la baie d'*Igouménitsa* à la frontière albanaise, la côte s'adapte à un front de chevauchement qui prolonge celui de *Margariti* et que souli-

gnent les diapirs de *Lakka*, de *Filiatès* et d'*Arkhouidi*. On a affaire à une côte déterminée par un sillon marginal de diapir. Elle correspond à une côte tectonique d'ennoyage et de comblement au droit du delta du *Kalamas*

Au sud d'*Igouménitsa*, la côte devient transverse à la structure. Les caps sont déterminés par les anticlinaux de *Mourtos* et d'*Igouménitsa* ; le synclinal de *Plataria* détermine le golfe central.

Du golfe d'*Arillas* à l'estuaire de l'*Achéron*, le littoral devient parallèle au front de chevauchement de *Pargasou* ligné par des injections diapiques. Il semble que là aussi il faille tenir compte d'un sillon marginal de diapir pour rendre compte du trait de côte. Il en est de même pour les secteurs suivants le long du front de *Margariti*.

De l'*Achéron* à *Prëveza*, le littoral suit les flancs des anticlinaux de *Riza* et d'*Arkhangêlos* qui déforment le Néogène continental du golfe d'*Ambracie* (Fig. 82, p. 408).

La côte épirote est donc tectonique. Elle est déterminée par une flexure continentale à la suite d'une compression post-pliocène où les effets halocinétiques sont prépondérants.

Les côtes d'*Acarnanie* sont obliques à la structure. Elles s'articulent en longs secteurs qui correspondent aux flancs des plis et des horsts et en baies qui correspondent aux synclinaux. A l'extrême sud, c'est une côte d'ennoyage et de comblement au droit du delta de l'*Achéloos*. Ce dernier fossilise les sillons marginaux de l'extrémité du *Xéroméros*.

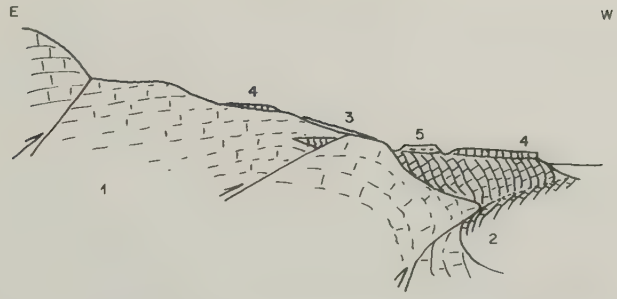
Au centre le golfe d'*Ambracie* est dû à un ensellement transverse (J. Aubouin, 01) dont la rive nord correspond à une côte d'effondrement d'origine tectonique. La rive sud est déterminée par les sillons marginaux des diapirs de *Vonitsa* et du *Xéroméros*.

Les côtes sont d'origine tectonique et leur submersion est autant d'origine eustatique que structurale. L'absence de tout dépôt marin quaternaire tend à prouver la jeunesse de l'ennoyage.

Les îles ioniennes sont autant de blocs basculés vers l'Est si bien que les façades occidentales sont chaque fois déterminées par des escarpements tectoniques et les façades orientales sont des côtes de submersion.

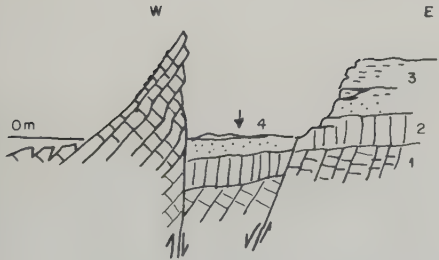
Entre les îles ioniennes et le continent, le chenal est en voie de comblement au Nord. Ce chenal est un trait structural majeur qui sépare

Le secteur de Makris Yalos



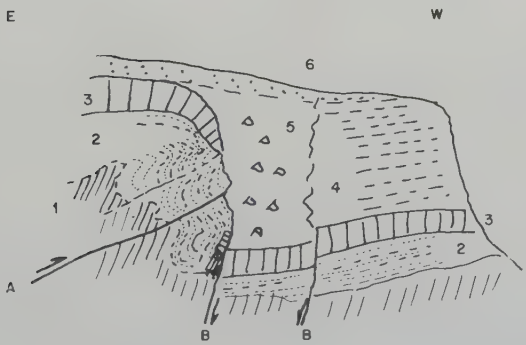
- 1- Calcaire crétacé, écaillage pinçant le pliocène et déformant le plio-calabrien
- 2- Plio-calabrien tectonisé
- 3- Brèches mindel avec placage gréseux à la base (éolienite)
- 4- Calcarénite marine
- 5- Cône Riss

La plage du Tombolo



- 1- Plio-calabrien
- 2- Calcarénite
- 3- Série continentale Riss
- 4- Sable de la plage actuelle

Failles post-rissiennes



- 1- Plio-calabrien
- 2- Niveau sableux inférieur
- 3- Calcarénite
- 4- Cône Riss
- 5- Cône Riss perturbé
- 6- Colluvionnement récent
- A - Faille plate pré-Riss
- B - Faille d'affondrement post-Riss

la partie ouest du domaine côtier en voie d'émersion (J. Mercier et al. 123) et la partie orientale caractérisée par une submersion lente en relation avec l'instabilité halocinétique.

- Le principe d'organisation

Le système de compression a été actif jusqu'au Calabrien et à Céphalonie il s'est poursuivi jusqu'au Riss. (J. Mercier et al. 123). D'après ces résultats, il semble que les failles en extension soient en définitive très récentes. Le principe d'organisation du domaine côtier est celui d'une déformation superficielle en compression dans la plaque égéenne au cours du Pliocène et du Quaternaire. Le trait de côte est acquis depuis peu dans ces conditions puisque le découpage est déterminé par les accidents tectoniques en distension.

Le domaine côtier qui, lors de l'orogénèse, a une signification paléogéographique vis à vis de la sédimentation a acquis lors de l'épeirogénèse une signification tectonique. Il n'est pas homogène toutefois. Au Nord, les structures sont plus calmes comme le montrent les profils sismiques (Biju-Duval et al. 11). Le changement de style se fait de part et d'autre du Golfe d'Ambracie. A titre d'hypothèse, on peut estimer que le Sud du domaine côtier est sous la dépendance d'un plan de Bénioff (D.P. Mc Kenzie, 11b et V. Karnik, 101) qui serait au Nord dans une phase préparatoire.

3. Les fluctuations du domaine côtier au Quaternaire.

Les littoraux anciens ne sont apparents qu'à Céphalonie et à Corfou.

a) - Les littoraux de l'île de Céphalonie

Ils révèlent la concurrence qui résulte des systèmes morphogéniques marins ou continentaux et de l'activité tectonique. On peut retenir trois secteurs particulièrement instructifs. Le premier au Nord comprend les littoraux de la baie d'Argostoli. Le second intéresse au Sud les accumulations de Skala. Le troisième à l'Ouest se localise dans la presqu'île de Lixourion.

1). La presqu'île d'Argostoli

La presqu'île d'Argostoli est un mont qui s'est constitué à l'Hellénisme et qui s'est écaillé au Pliocène. La compression s'est poursuivie plus

tardivement encore puisque les travaux de B. Kéraudren (102) ont en effet montré que la série plio-calabrienne du golfe s'est déformée en "un synclinal coiffé légèrement dissymétrique".

Le long de la façade ouest de la presqu'île on observe plusieurs lambeaux d'une plage quaternaire.

- Le cap d'Ayios Théodoros (Fig. 94a, p.518).

Le cap se présente comme un platier non fonctionnel borné à l'aval par une courte falaise (2-3 m). Ce platier taillé dans les calcaires cataclastés présente une pente vers la mer. Ce plan incliné se rattache à l'amont à des collines calcaires ou à un gradin intermédiaire qui s'interpose à l'Ouest. En outre, on observe de part et d'autre du cap *Ayios Théodoros* les lambeaux d'une formation marine composée de trois faciès. Contre le versant est plaqué un conglomérat de galets calcaires à façonnement marin et engagé en aval encore dans des placages sableux indurés. On a là le reste d'un cordon littoral de haut de plage disposé contre sa falaise. Plus à l'Est, sur l'autre face du cap, on retrouve des gisements de calcarénite quaternaire qui reposent sur un niveau sableux et à vermet. A l'ouest, on retrouve sur le gradin intermédiaire des placages sableux rubéfiés et d'origine éolienne. On peut estimer que l'on a ici des lambeaux d'une plage quaternaire et que la plate-forme d'abrasection est contemporaine de cette dernière.

- Du cap Lardigos au cap Ayios Nikolaos

Ce secteur se caractérise par une intrication de la plage dans des séries continentales quaternaires.

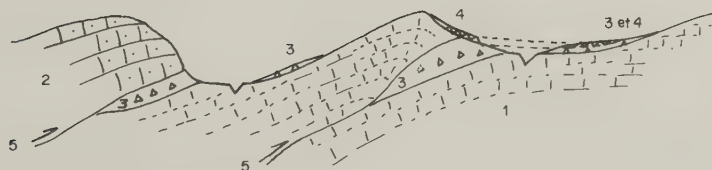
- les faciès détritiques continentaux

La première formation est une brèche de pente cryoclastique. Son faciès la rend similaire à des dépôts d'Epire et d'Acarnanie qui ont pu être datés d'un Quaternaire frais et humide (Mindel). Ici il semble qu'on puisse les dater encore plus précisément de la fin du Mindel. En effet, à l'aval elle s'encastre dans des placages sableux. Ce passage latéral permet de dater d'un paléo-milazzien selon la terminologie de B. Kéraudren (102) le Quaternaire marin.

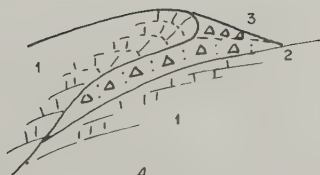
La seconde formation est un cône argilo-caillouteux semblable à ceux d'Acarnanie datés du Riss. Ces dépôts constitués lors du décapage du

W

F



- 1 Calcaire broyé
- 2 Plio - calabrien
- 3 Riss chevauché ou Racines sur le dos de l'écaille
- 4 Brèches de contrepente
- 5 Poussée W



Situation de départ



B
Evolution

Evolution du front de l'écaille avec brèches caillouteuses jalonnant le recul du front.

- 1 Calcaire broyé
- 2 Cône Riss chevauché
- 3 Brèche de contre-pente

- 1 Calcaire broyé
- 2 Cône Riss exhumé
- 3 Brèche de contre-pente (brèche Saumon)
 - 3' Brèche de contre-pente
 - 3'' Brèche de contre-pente caillouteuse
- 4 Talweg postérieur (valléeuse)

versant viennent recouvrir la plage ancienne. Cette disposition confirme l'âge proposé.

Mais les altitudes variables de la plage et les faciès parfois particuliers de la série de rhexistasie rissienne révèlent l'influence d'une tectonique en compression active jusqu'à cette époque (fig. 95, p.520). En effet sur le flanc d'une valleeuse, on observe le recouvrement des formations du Riss par le calcaire cataclasé. Ainsi le versant gauche de la valleeuse est recouvert d'une série détritique enrichie au sommet par une brèche saumon inhabituelle. Le versant droit présente une corniche formée de calcaire cataclasée et un talus composé d'une brèche de pente qui recouvre le cône du Riss.

Il faut donc admettre que l'apparition de ce front de chevauchement entraîne la constitution d'un talus d'éboulis au fur et à mesure du recul de l'escarpement. Ce nouveau versant sorte de contre pente située à l'aval du dépôt vient ainsi recouvrir de ses débris la formation quaternaire et ajouter ainsi cette brèche saumon exceptionnelle qui résulte de l'intrication des gélifracts dans l'assise argileuse.

On peut donc conclure à l'existence d'une phase de compression tardive intra-rissienne qui vient perturber l'écoulement des nappes de rhexistasie.

- La plage ancienne et la néo-tectonique

La plage est elle même déformée par un pli décamétrique, à la plage du tomolo et elle est coupée de failles inverses et contraires près des valleeuses. (Cf. fig. 94 c, p.518).

Ainsi la plage ancienne a subi deux phases de compression avant d'avoir été dénivelée par un accident qui la situe d'une part au sommet des falaises hautes de 80 m et d'autre part au littoral où elle rend compte d'une série de caps et de baies.

Le long de cette façade on peut donc recenser les phases tectoniques suivantes.

- 1) mylonitisation anté-pliocène
- 2) écaillage post-calabrien et anté-mindélien
- 3) une phase mindélienne le long de certains accidents.
- 4) phase post-milazienne, et anté-riss.
- 5) phase intra-riss.

6) une phase post-riss à composante normale alors que jusqu'à présent les phases étaient compressives (fig. 94 b et c, p. 518).

La façade de la presqu'île de *Argostoli* se présente comme une côte de collision.

2). Le secteur de Skala

Il se situe à l'extrême sud de *Céphalonie* au cap *Mounda*. Sur la couverture pliocène en discordance on retrouve des restes de la plage ancienne. Mais en plus, elle est recouverte par une formation argilo-sableuse. L'assise inférieure est rouge et peu épaisse ; l'assise supérieure est jaune. Après un niveau de cailloux, une dernière assise rouge termine l'accumulation. L'ensemble est coupée de ravines (cf. fig. 96, p. 522).

Ces affleurements sont comparables à ceux d'*Elide* qui ont été décrits par J. Chavaillon et F. Hecurs et dont l'outillage avait été décrit pour la première fois par J. Servais (1961, 1967 et 1969). A *Céphalonie*, les sables jaunes contiennent des pièces de grande taille et les sables rouges des outils plus petits. Or si on s'en tient à la chronologie proposée par ces auteurs, les sables jaunes sont du Würm 1 et les pièces sont moustériennes et les sables rouges supérieurs mis en place par ruissellement datent du Würm 2 et les pièces sont un "micro-moustérien". Il en résulte que le ravinement est très récent. Les vallées sont postérieures à la mise en place des sables rouges qui représentent les résidus rubéfiés d'une pédogénèse de l'interstade Würm 1-Würm 2, c'est à dire le Néotyrhénien.

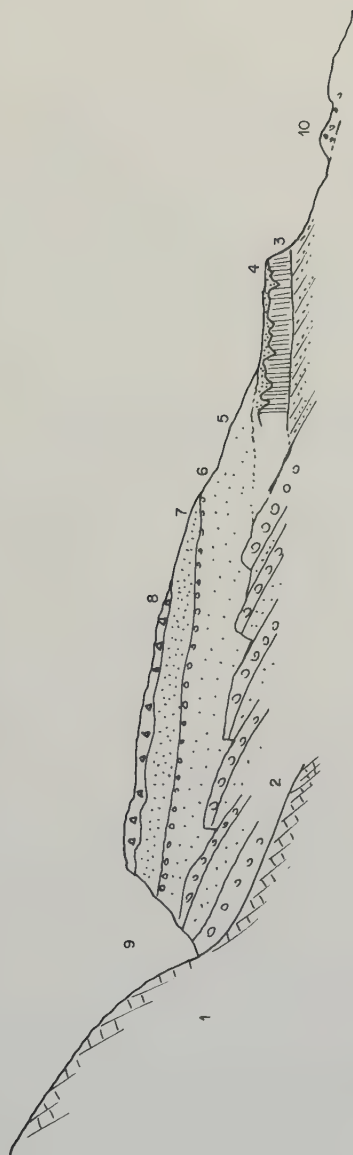
La plage cependant conserve son aspect habituel et peut être considérée comme une plage milazziennne.

3). Le paléo-littoral de Lixouri

Il se situe au fond de la baie d'*Argostoli*. On observe qu'un cône ancien fini-mindélien est recouvert par des accumulations dunaires. Cette imbrication rappelle celle observée sur la façade de la presqu'île d'*Argostoli* et l'accumulation dunaire représente un faciès continental contemporain du paléo-milazzien marin. Au Sud de *Lixourion*, la plage s'étale très largement.

Ainsi les façades littorales sud et ouest de *Céphalonie* autour de la baie d'*Argostoli* ont enregistré les fluctuations du niveau marin. En parti-

Le secteur de Skala



- 1- Le calcaire crétacé de la zone de Patos, flanc flexuré
- 2- Le Pliocène discordant alternant bancs à galets et bancs sablo-marneux à la base puis devenant plus argileux
- 3- Calcarénite discordante (niveau marin quaternaire)
- 4- Niveau rouge inférieur
- 5- Niveau sable jaune (Würm 1)
- 6- Niveau de galets
- 7- Niveau sable rouge supérieur (Würm 2)
- 8- Cône caillouteux récent
- 9- Entaille postérieure
- 10- Rivage actuel d'accumulation

culier, l'imbrication des séries continentales encore froides et des sédiments marins montre que le Milazzien y est précoce. Cette considération d'apparence théorique montre que les phases tectoniques sont particulièrement nombreuses et actives depuis le Calabrien.

L'île est ainsi séparée en deux. La presqu'île de *Lixourion* sensible, à partir du Calabrien, sensible à un jeu tectonique de failles en distension. Le reste de l'île, en revanche, ne voit apparaître ce type de faille que plus tardivement. Le golfe d'*Argostoli* et son prolongement, le golfe de *Myrtos*, jalonnent ainsi une limite tectonique fondamentale.

b) - Le niveau marin de Corfou

Cette formation signalée par A. Philippson (réédit, 137) cartographiée par les géologues de l'I.F.P. (99), datée du Tyrrhénien par Th. Marankoudaki (117) peut être comparée aux formations péloponésiennes décrites par J.J. Dufaure (64) et par B. Kéraudren (102).

Il nous semble qu'on peut interpréter cette formation comme une série transgressive-régressive discordante et tectonisée sur le soubassement pliocène basculé. (B. Bousquet (37).

Ce qui revient à la plage peut être, grâce à *Spondylus gaedoropus* L. d'après B. Kéraudren, daté du l'Eutyrrhénien. Ce qui revient à la régression peut donc être considéré comme datant du Würm. En effet, ce niveau est essentiellement sableux et mis en place par des processus éolien. Cette assise peut être considérée comme une élianite (A. Guilcher, 89). Cette dernière a été altérée superficiellement. Le sol argileux a été lui-même remanié par le vent et transformé en un limon éolien rubéfié. Il serait à comparer avec les assises rouges de *Skala* mises en place au cours du Würm 2.

La formation de *Korissia* se présente donc comme une série transgressive-régressive du Quaternaire récent. Elle a comblé un sillon marginal de diapir (cf. Carte H.T. Corfou).

Les plages anciennes sont rares en Grèce occidentale. Elles se localisent dans les îles ioniennes. Le fait qu'elles n'appartiennent pas au même interglaciaire et ceci de part et d'autre du golfe d'*Ambracie* tend à montrer l'instabilité tectonique de ce rivage.

Conclusion

Le littoral de la Grèce occidentale est un rivage en formation. La partie méridionale apparaît plus mobile que la partie septentrionale. Toutefois, il semble qu'un système de failles verticales commande l'apparition des grandes profondeurs à proximité des terres émergées. Ce système de failles commande aussi le dessin général des côtes à l'Ouest alors qu'à l'Est des îles, la subsidence du chenal ionien explique le dessin plus festonné des rivages.

Conclusion générale sur le Livre III

Les trois éléments qui entrent dans la composition du cadre morphologique mettent en valeur l'existence de trois rythmes.

Le rythme tectonique, le rythme morpho-climatique et le rythme eustatique affectent la bordure des Hellénides selon une cadence propre à chacun.

Le rythme tectonique s'est plusieurs fois manifesté depuis l'Aquitainien. Il a créé deux types de versants ; les versants orogéniques proches de la flexure qui rendent compte des ensellements transverses et des sillons marginaux que les rivières empruntent ; les versants épeirogéniques d'apparition plus tardive qui par leur altitude compartimentent le relief et introduisent des processus morphogéniques responsables de la formation des éboulis et de l'apparition d'une nouvelle catégorie de versant, les versants à débris, selon l'expression de J. Demangeot. Ce rythme tectonique affecte tout le Quaternaire et même l'Holocène.

Le rythme morpho-climatique n'a pas la même cadence puisqu'il existe des déformations syn-sédimentaires. Il est responsable de la destruction des escarpements tectoniques de type épeirogénique. Il est responsable aussi de l'atténuation bio-chimique des versants situés aux altitudes moyennes. Il rend compte aussi des phénomènes de corrosion karstique qui engendrent les biefs à partir desquels les rivières peuvent se surimposer au modelé. Il ne se répète pas non plus. Si on peut mettre en évidence des alternances de climats froids et chauds, ces différents épisodes ne se répètent pas. Le Néogène est sec. Le Quaternaire ancien humide pour se terminer par une phase sèche. Le Mindel Riss chaud. Le Riss et le Riss-Würm, secs. Le Würm a présenté plusieurs phases très contrastées.

Le rythme eustatique qui engendre un étagement des bordures littorales ne peut être mis en évidence qu'à partir du Quaternaire. Sa présence discrète est due à l'instabilité tectonique qui l'a fortement concurrencé.

On constate ainsi que le modelé de la *Grèce occidentale* dépend essentiellement de la cadence de trois rythmes. Les phases de conjonction y sont rares. Il semble qu'au Mindel une telle situation se soit réalisée qui explique l'importance des grands versants dans le modelé et l'intrication des séries marines et continentales à *Céphalonie*.

C O N C L U S I O N G E N E R A I E

ORGANISATION ET CARACTERES MORPHOLOGIQUES DE LA GRECE OCCIDENTALE

On pourrait définir le principe de composition du paysage en disant qu'au cours du Quaternaire on assiste à une dissociation en altitude de ce qui devait rester le domaine côtier et insulaire avec ce qui devait composer le continent.

Après la crise orogénique majeure du Burdigalien, la Grèce occidentale au cours du Néogène a connu deux transgressions, l'une au Vindobonien, l'autre au Pliocène. Elles sont séparées par la régression du Messinien dont les faciès peuvent être surmontés par un Pontien terminal. De même, le Pliocène est surmonté par les séries continentales du Pleistocène ancien.

1. Les paléogéographies du Néogène ou naissance d'un continent.

La mer vindobonienne qui a créé le premier niveau de base pour l'évolution du relief, n'a pas l'extension de la mer burdigalienne puisque l'Épire creuse lui échappe. De même la mer pliocène ne retrouve pas les limites précédentes en raison d'une instabilité permanente au cours du Mio-pliocène.

Le modelé du Miocène moyen est peu différencié encore et le littoral est assez régulier et seulement précédé de quelques îlots étroits comme le *Pantokrator* et l'*Ayii Dekka* de Corfou ou le *Mégas Oros* de Leucade.

Le continent est constitué de lourdes coupoles calcaires séparées par les synclinaux de flysch et de molasse. Il forme une terre exoréique proche du niveau de base et déjà érodée au cours de la phase préparatoire de

l'Aquitaniien. On peut en effet expliquer l'absence de tout faciès continental du Miocène moyen par le développement d'une pente orientée vers le littoral occidental et les golfes méridionaux, et balayée par des écoulements aréolaires qui fournissent les conglomérats inférieurs et intercalaires de l'Helvétien. En revanche les escarpements tectoniques littoraux alimentent en brèches l'Helvétien de *Parga*. En outre, la transformation du climat à la fin du Miocène puisqu'il tend à être plus sec, accentue cette évolution. Le style tectonique caractérisé au Miocène supérieur par l'extravasation des évaporites et la faible pente des versants concourt à renforcer la morphogénèse semi-aride du moment. Pour ces raisons, l'exoréisme cesse au profit de l'endoréisme et les séries continentales pliocènes intérieures se constituent.

On peut donc prendre pour principe que les séries continentales apparaissent à la suite d'une crise tectonique fini-miocène qui donne aux bassins-versants leurs premiers contours et à chacun un niveau de base local qui correspond aux sillons marginaux de diapir. De même, les grandes unités structurales se constituent définitivement au Messinien.

La topographie atténuée des sommets a donc été élaborée en plusieurs fois. D'abord au Toarcien et elle peut être localement exhumée quand l'évolution morpho-tectonique le permet (plateaux du Louros). Elle a été ensuite façonnée et déformée au cours de l'Aquitaniien et du Miocène. Elle recoupe essentiellement les séries post-liasiennes les plus épaisses, est à l'origine de ce paysage de causses qui caractérise le *Xérovouni*, exhume l'héritage toarcien et crée le modèle obtus des montagnes méditerranéennes en Pantokrator.

La mer pliocène est peu profonde et la régression commence très tôt d'Est en Ouest et du Nord vers le Sud. Ses limites orientales coïncident grossièrement avec celles de la mer miocène sur le continent. Dans les îles le pré-continent émerge par gauchissement sans acquérir ses limites définitives. Il en résulte que cette sédimentation fini-néogène est restée de caractère littoral et de type régressif.

Le tracé du littoral continental s'est fixé dès le Néogène. Le domaine insulaire a été progressivement déterminé au cours du plio-calabrien (B. Kéraudren, 102). Les transgressions quaternaires n'ont affecté qu'une bande étroite du rivage en raison de cette tendance au gauchissement inaugurée au Burdigalien et en raison du soulèvement du Quaternaire moyen et récent.

Ainsi les grandes failles côtières s'inscrivent au moins dans le relief sous-marin au cours du Pléistocène. Elles commandent la façade ouest des îles et de l'*Acarnanie* et la dissociation littoral-continent. Mais il semble qu'au Pliocène le relief continental ne soit pas encore très différencié par ses altitudes du niveau de base général.

Certes les massifs calcaires ont été délimités par des accidents périphériques de premier ordre qui consacrent les contrées de l'*Acarnanie* et les lignes de reliefs épirotes. Ils dominent désormais les synclinaux de roches tendres et les piémonts apparaissent : piémonts de l'*Acarnanie* et du golfe d'*Ambracie*. Mais le relief ne semble pas dépasser l'altitude de mille mètres quand on considère le modelé autour de la cuvette de *Jannina*. Les montagnes évoluent en raison d'un écoulement torrentiel et livrent à partir de leurs revers les galets et les graviers des séries continentales. Dans une certaine mesure les escarpements tectoniques participent aussi à cette évolution comme le prouve la sédimentation relativement grossière à la base des parois de *Mytikas* ou de *Zaverdha*. Mais la grande période d'évolution de ces derniers demeure le Quaternaire.

Cette évolution en outre montre que les formes karstiques n'existent pas encore. Aucun poljé intra-karstique, sauf dans la cuvette de *Jannina*, n'est atténué par le Néogène continental. En fait les faciès pliocènes se localisent en fonction de l'halocinèse mio-pliocène. En revanche, les premières vallées apparaissent. Les rivières ne sont pas aussi longues qu'au Quaternaire. Mais on peut assurer que les cours d'eau actuels héritent en partie de ces anciens tracés. Depuis certains ont été abandonnés ou disloqués par des accidents quaternaires ; leur évolution se poursuit par corrosion karstique comme la vallée de *Nēghadēs*. Certains par antécédence ou par capture, bénéficient des réserves d'eau que constituent les cuvettes endoréiques et finissent par constituer les cours d'eau majeurs de la *Grèce occidentale*. Ce type d'évolution se poursuit pendant tout le Pleistocène en raison des multiples crises tectoniques. Le réseau hydrographique est donc récent et le Quaternaire peut se définir comme une époque de création des cours d'eau.

C'est aussi au Pliocène que l'on peut discerner une topographie dans les séries tendres à partir du moment où les parois calcaires apparaissent et que les lignes de partage des eaux s'affirment. Les séries tendres

présentent en effet des sommets réguliers qui dérivent de glacis en liaison avec un ruissellement développé au pied des grands versants continus. Les longs versants glacis peuvent dériver des atténuations topographiques du Miocène terminal et du Pliocène inférieur, l'un et l'autre au climat sec, et avoir été ensuite déformés par les crises tectoniques tardives du Néogène. Ces processus d'aplanissement se poursuivent au cours du Pleistocène inférieur. Le modelé des incisions est au contraire en relation avec les climats contrastés du Pleistocène moyen et récent. Au bord du littoral, les entailles sont en relation avec l'instabilité eustatique et tectonique du domaine marin.

Le littoral s'organise de part et d'autre d'un chenal central dont la partie nord est commandée par les processus halocinétiques alors que la partie sud est déterminée par des déformations gauches pré-littorales. Les façades ouest des îles sont guidées par des failles et les falaises y sont rares malgré leur allure abrupte. Le littoral est extrêmement jeune et le recul rapide, dans les séries tendres ou les mylonites. Les côtes de la *Grèce occidentale* sont jeunes et de submersion étant donné la rareté des plages anciennes. Les principales marques d'une érosion marine récente sont une encoche conservée dans les calcaires à une hauteur de 1,50 à 2 m à *Leucade* et à *Corfou* ou bien des perforations de lithophages à la même altitude en *Acarmanie* le long de la rive sud du golfe d'*Ambracie*. Elles datent au plus tôt de l'Euthyrhénien. Alors que le chenal médian est déterminé par un jeu de flexures qui le font border par des côtes de submersion, les failles qui jouent se localisent au large des façades occidentales des îles et le long des presqu'îles méridiennes du golfe d'*Ambracie*.

Le rivage insulaire porte quelques lambeaux de faciès marins. Leur conservation peut être attribuée à des mouvements tectoniques. A *Corfou*, la plage ancienne est affectée d'un pendage vers le N.NW ; à *Céphalonie* la calcarenite visible sur plusieurs kilomètres s'étage du niveau de la mer à plus de 80 mètres. A *Lixourion*, on rencontre aussi des plages étagées qui ne sont en fait qu'un seul et même faciès dénivelé par faille. A ces rivages que l'on peut dater du Milazzien et de l'Euthyrhénien, on peut associer des plates-formes sans dépôt, mais qui peuvent être d'origine marine en raison de leur situation à proximité du rivage. A *Corfou* on remarque des replats vers plus de 10 mètres à la base de la retombée orientale du Pantokrator. A *Céphalonie*,

une plate-forme s'élève jusqu'à plus 120 mètres et aboutit en contre bas d'un conglomérat marin, peut être sicilien. Les collines autour de *Vonitsa* peuvent être tronquées par des niveaux d'abrasion marins. Il est possible également que, dans les cuvettes tendres proches de la mer, certains versants-glacis dérivent de plates-formes littorales avant d'évoluer "en versant de solifluction laminaire" selon l'expression de E. de Vaumas (165). En particulier, dans le bassin de *Karrousadès* où le Néogène est tendre, imperméable et friable, la régression wurmienne a laissé une plaine régulière. Les isobathes et les cotes marines régulièrement répartis semblent le prouver. Les nappes ruissellantes ont pu perfectionner en glacis cette surface d'origine marine. Enfin on peut associer des faciès dunaires de type régressif à ces niveaux (*Céphalonie* et *Corfou*).

Donc en *Grèce occidentale*, on a, comme nous l'avons vu, les restes d'un rivage milazzien et ceux d'un rivage eutyrrhénien selon la terminologie utilisée par B. Kéraudren (102). L'instabilité tectonique fait que ces rivages ont toujours un faciès régressif plus développé que le faciès transgressif de base. Les séries gréseuses sont plus développées que les calcarénites.

En définitive, ce sont les mouvements tectoniques plus que les mouvements eustatiques qui ont entraîné une différenciation entre le domaine marin côtier et le domaine continental. Les altitudes auxquelles se situent les plages anciennes ont une signification tectonique. De même, la permanence des rivages dans certains secteurs s'explique par la persistance de la tectonique au rebord de la plaque hellénique. Cette dernière ne constitue pas un ensemble rigide mais une association de plusieurs blocs que limitent des grandes failles.

Les crises tectoniques en *Grèce occidentale* ont été nombreuses. Elles n'ont pas la même valeur et ne jouent pas le même rôle dans la composition morphologique du relief. On peut les classer de la façon suivante :

- les crises pré-orogéniques

Elles sont au nombre de deux et se placent avant le Burdigalien. Ce sont la crise toarcienne et la crise aquitaniennne. La première est responsable des monts de primogéniture et des failles anciennes. Son rôle a été de hâter l'exhumation des monts dérivés de Pantokrator et d'orienter certains torrents adaptés aux zones de broyage anciennes. La seconde a inauguré l'exon-

dation de la *Grèce occidentale* et l'ablation du flysch sur les crêtes.

- La crise orogénique : tectonique ployante et parfois tangentielle

La crise burdigalienne est géologiquement importante puisqu'elle est à l'origine de la séparation entre le continent et le domaine côtier. Elle a été aussi à l'origine de la distinction entre les différentes unités structurales.

- les crises post-orogéniques : tectonique tangentielle.

La crise fini-miocène est morphologiquement la plus importante. Elle engendre la création des grandes unités et des cuvettes intérieures.

Elle se caractérise par l'extrusion des évaporites. Elle crée les bandes de broyage de type xéroméros qui se marquent topographiquement par un bourrelet central bordé de sillons marginaux.

La crise intra-pliocène consacre l'apparition du domaine insulaire et crée les îles de *Céphalonie* et de *Leucade* par exemple. L'arc égéen apparaît.

La crise plio-calabrienne a pour conséquence de faire rejouer les principaux accidents tectoniques du domaine côtier et de compléter le domaine insulaire par l'apparition de *Corfou*.

Ces crises déterminent des axes structuraux qui recoupent la direction dinarique et dont les formes sont lourdes.

- Les crises épeirogéniques : tectonique cassante

Cette tectonique ne fait pas de doute puisque les dépôts néogènes sont faillés ou ployés et que les dépôts grossiers du Quaternaire ont une signification à la fois tectonique et climatique et qu'ils sont en outre tectonisés postérieurement. De même l'absence de rivages signifie que la plus grande part de ces rivages est affectée d'une mobilité tectonique. Ces crises révèlent une véritable néo-tectonique lorsque les accidents recoupent les directions orogéniques précédentes.

La crise majeure par son influence sur le modelé que nous plaçons au Messinien pour la *Grèce occidentale* est certes une crise de tardi-tectonique puisqu'elle fait rejouer les anciens accidents chevauchants. Mais elle inaugure une phase de tectonique nouvelle caractérisée par des orientations W.NW.E.SE. ou N.S. recoupant en oblique les accidents pré-existants. On peut

placer la phase majeure, pour le modelé, au Pleistocène inférieur terminal, quand apparaissent les versants à débris. La crise intra-rissienne et la crise du Pleistocène supérieur poursuivent dans le domaine côtier la crise mindélienne si générale à la Grèce occidentale. L'instabilité actuelle que révèle la sismicité présente, poursuit cet effort appliqué seulement à quelques grands accidents situés au large (J. Mercier et al. 123).

2. Les événements tectoniques quaternaires ont transformé ces paléogéographies entraînant une mise en altitude qui a provoqué un étagement des systèmes morphogéniques.

La tectonique orogénique et épeirogénique a pour conséquence d'entraîner la distinction entre ce que nous appelons les versants orogéniques lorsque les effets du gauchissement l'emportent sur ceux des fractures et les versants épeirogéniques lorsque les failles sont responsables de la mise en altitude des reliefs morpho-structuraux. Parmi ces derniers on peut distinguer :

- le pli régulier assez rare en Grèce occidentale.
- le pli dissymétrique limité sur une de ses faces par une faille chevauchante à semelle d'évaporite.
- le pli dysharmonique lié aux évaporites : nappes d'extravasation ou de charriage.
- le pli-horst souvent de création récente aux accidents verticaux à miroir frais.

A ces structures, on peut associer des grands versants de type différent :

- le versant convexe dont la forme doit autant aux conditions structurales (flexures et manifestations atténuées d'origine halocinétiques) qu'aux conditions morphoclimatiques (atténuation par cryoclastie et atténuation bio-chimique).
- les parois calcaires dont l'énergie de relief est le résultat d'une instabilité tectonique quaternaire et dont la tension de profil variable est le résultat d'une concurrence active entre les processus tectoniques (création de versants tectoniques (création de versants tectoniques supérieurs à 40°) et les processus périglaciaires (versant réglés ou régularisés inférieurs à 35°).

- les versants conformes souvent atténués mais dont l'énergie de relief et la tension du profil doivent autant à l'halocinèse qu'aux systèmes morphogéniques.

L'étude du modelé de la *Grèce occidentale* montre le rôle essentiel des processus halocinétiques. Ils expliquent l'extravasation des évaporites et le déversement diapirique. Ils rendent compte aussi de la faible pente des versants, de la localisation des cuvettes intérieures à partir des sillons marginaux et du tracé de certains fleuves (*Arakthos, Kalamas, Louros*). L'halocinèse est en particulier génératrice du couloir étolien et du chapelet des dépressions de l'Épire intérieure. L'association d'une halocinèse permanente et des crises tectoniques cassantes du Pleistocène est à l'origine du compartimentage de la *Grèce occidentale*. Celui-ci est commandé en particulier par les grandes failles périphériques.

L'aspect des grands versants permet de distinguer les versants réguliers des versants abrupts.

- les premiers présentent une pente régulière et n'ont pas fourni d'éboulis openwork lors du dernier maximum froid. La régularisation est donc antérieure au Würm. Elle peut dater soit du Mindel et des éboulis grossiers sont des formations corrélatives de cet épisode, soit du Riss et les séries caillouteuses qui recouvrent les argiles fluées de base sont les formations corrélatives de cette dernière grande phase morphologique pour eux.

- En revanche les seconds, à pente forte, sont des créations récentes dues parfois à des rejeux tardifs sur d'anciens versants réguliers.

A la base de ces grands versants on trouve divers types de dépôts grossiers quaternaires :

- les brèches anciennes,
- les séries argilo-caillouteuses.
- les éboulis openwork parfois légèrement indurés.

On peut attacher à chacune de ces séries une période froide dont les systèmes morphogéniques ne sont pas équivalents.

- Le Pleistocène inférieur est marqué par une cryoclastie importante et une intervention sismique importante.

- le Pleistocène supérieur par deux épisodes froids aux caractères différents. Le Riss a d'abord été générateur de grandes coulées boueuses de type semi-

aride puis de nappes caillouteuses qui supposent une humidité plus grande. Le Würm est, au contraire, d'abord humide et générateur de cônes d'éboulis, puis plus sec quand les grèzes litées ont atténuées les grands versants et les versants des vallées.

La Grèce occidentale se situe en dessous de la limite des neiges permanentes comme on peut le déduire des formes présentes sur le sommet des crêtes et des enseignements apportés par les régions de la Grèce centrale (P.Y. Péchoux, 135).

On en conclut que les sommets de la Grèce occidentale appartiennent à une zone où les phénomènes périglaciaires sont efficaces. En particulier, on remarque qu'en *Épire orientale* les phénomènes actuels de désagrégation par le gel commencent vers mille mètres. Les cônes openwork würmien ne dépassent pas la ligne isohyète de 800 mètres. On avait en-dessous un étage de forêt claire pendant les phases humides et fraîches devenant des forêts tempérées de type balkanique pendant les interglaciaires ou les interstades. Lors des périodes froides cet étage devenait celui de la steppe à armoise comme le montrent les analyses palynologiques de la cuvette de Jannina.

Toutefois lors des différentes périodes froides méditerranéennes prouvées par les travaux d'Emiliani des formes et des formations liées au froid ont pu atteindre les bas étages bio-climatiques et se situer aujourd'hui au niveau actuel de la mer. Cette situation se rapproche de celle décrite au Liban, à Chypre ou en Israël (E. de Vaumas, 166, 167).

On trouve ainsi :

- des grèzes litées en bordure de rivage à *Leucade* et dans les gorges de *Klissoura*.
- des remblaiements flués dans les rivières secondaires de la cuvette de *Riziani*.
- des glacis d'érosion en roche tendre actuellement submergés qui forment la plaine-glacis pré-littorale face au bassin de *Karroussadès* à *Corfou*.
- des limons rouges sur la côte méridionale de *Céphalonie* et dans la région de *Korrisia* à *Corfou*.
- des versants réguliers datant du Mindel (bassin de *Plataria*) ou du Riss (*Leucade* et région d'*Amphilokhia*).
- des formations de type limon éolien dans la cuvette de *Jannina* et sur certaines basses terrasses de l'*Arakthos*, du *Louros*).

Mais ces formes peuvent relever d'un simple climat méditerranéen d'altitude moyenne et de forêt. En effet, actuellement sous forêt de sapins à Céphalonie et sur les pentes de l'*Aïnos* on observe une solifluction caillouteuse entre 1 500 et 1 200 mètres. Elle entraîne la constitution de pentes régulières à nappes grossièrement litées.

En définitive les montagnes de Grèce occidentale ont été partagées en une zone périglaciaire et en une zone de forêt fraîche. La première semble s'arrêter pour le dernier maximum froid vers 800 mètres. La seconde a une limite supérieure plus fluctuante, puisqu'à Jannina à 500 mètres une steppe à armoise existe lors du Würm III froid et sec.

Les formations rouges qu'on observe actuellement en Grèce du Nord Ouest apparaissent pendant le Quaternaire.

Elles sont très rares dans les séries du Néogène qui sont certes avant tout marines ; mais même dans les séries continentales qui débutent au Pliocène, on n'en observe pas. L'unique exemple est celui du seuil du lac d'Ambracie. Cette absence s'explique par l'instabilité tectonique du continent puisque des discordances affectent les séries mio-pliocènes. L'altération était peu poussée et les formations peu épaisses en conséquence. Les conditions climatiques ne permettaient pas non plus une rubéfaction très développée. Les conglomérats intercalaires ne sont pas uniquement siliceux puisqu'ils contiennent en abondance des galets calcaires. Les matériaux arrachés s'accumulent dans la partie effondrée en bordure du continent (domaine littoral et golfes d'Ambracie et de Patras).

Il s'agit donc de savoir si ces sols rouges sont liés à une seule et même période de formation. Si non, peut-on tirer de leur composition une histoire ? Autrement dit, leur origine peut-elle être masquée par leur évolution ?

On est certain que altération et rubéfaction ont eu lieu au cours du Quaternaire en raison de la diversité des faciès sur lesquels reposent les terres rutilantes. Elles sont en effet piégées dans les conglomérats miocènes et dans ceux du Pliocène tronqués par une surface d'érosion plio-quaternaire ; dans les brèches indurées post-calabriennes et dans les grès du littoral eutyrrhénien de Corfou. On peut penser malgré la diversité du substratum masqué qu'elles peuvent alors appartenir à une seule et même période d'argilisation

et de rubéfaction alors très récente en raison du dernier faciès altéré. Plusieurs arguments militent pour la pluralité des épisodes. Supposer l'unicité de l'altération, ce n'est pas tenir compte des séries lithochromes que l'on trouve à la base des séries de rhexistasie du Quaternaire récent (Riss), ou des lentilles interstratifiées dans les formations caillouteuses ultérieures (Wurm II). Ce n'est pas tenir compte des figures du karst qui les contiennent et dont l'élaboration ne demande pas le même laps de temps. On ne peut en effet considérer comme contemporaine une argile cortenne dans un poljé dont l'élaboration demande plusieurs dizaines de milliers d'années et une terra rossa contenue dans un lapias superficiel dont le développement peut se faire en cent mille ans. C'est aussi oublier la complexité du cortège argileux qui suppose maints remaniements mécaniques et maints apports successifs bio-chimiques.

On peut en raison des travaux de Y. Chamley mieux coordonner les résultats à terre et ceux extraits des carottes marines. Au début à la suite des travaux de l'Ecole américaine et de l'Ecole de Strasbourg, on pensait que la diagénèse marine arrivait à masquer complètement l'origine continentale de la sédimentation fine. Après un intervalle de dix ans, l'Ecole de Strasbourg avec les travaux de Dunoyer de Segonzac et de Y. Chamley entre autres a réposé le problème. On peut conclure que la diagénèse marine n'est pas aussi totale et qu'il est possible de distinguer les apports diversifiés par les successions climatiques quaternaires. On peut donc utiliser les techniques d'analyse employées pour les sédiments marins, à ceux d'origine continentale. Et surtout établir des comparaisons et des corrélations. Sans ignorer les limites de la méthode, nous avons tenté d'utiliser les formations rouges de la *Grèce occidentale* comme séries corrélatives d'un milieu morpho-climatique.

Le contexte morphologique indique que les sols rouges sont en partie hérités et de formation ancienne. On peut penser en effet qu'ils ont pu se former sous des conditions semblables à celles qui président à leur constitution actuelle définies par M. Lamouroux au Liban. Ce sont des conditions humides et fraîches puisque les sols se forment à 1 100 m et sous 900 mm de pluie. Mais en *Grèce occidentale*, l'absence de vermiculite présente au Liban, à moins qu'elle ne soit héritée, et les constituants satellites montrent que les conditions devaient être plutôt plus chaudes et humides dans les montagnes de la zone ionienne.

Les formations rouges quaternaires ne sont jamais très étendues. Scellées sous des apports caillouteux, dans la région des piémonts, elles n'ont pas été remaniées sur de grandes distances. Les argiles les plus composites sont celles du karst. Cependant en raison des conditions de formation anti-nomiques qui déterminent l'apparition de telle ou telle phyllite, on peut à notre avis y discerner des apports successifs et des climats contrastés. A posteriori, on peut ainsi affirmer que le Quaternaire a été une période bioclimatique contrastée. Il semble que l'on ait eu affaire le plus souvent à un climat méditerranéen, c'est à dire à un climat à sécheresse estivale et à pluie ou précipitations de saison froide, sauf peut être lors de la période bio-altérante du Mindel-Riss où les précipitations estivales ont pu jouer un rôle. Ce sont en définitive les variations de température qui ont été les plus déterminantes. On ne peut cependant négliger le total des précipitations comme le démontre le dynamisme des versants, si le rythme de celles-ci n'est pas remis en cause.

La présence de kaolinite et de montmorillonite le prouve. La kaolinite suppose en effet un milieu lessivé et oxydant. La montmorillonite réclame un milieu mal drainé et/ou riche en magnésium et/ou un climat relativement sec. En raison de ces faits la montmorillonite et le complexe gonflant sont d'apparition relativement récente par rapport à la kaolinite. En outre toutes ces formations argileuses continentales contiennent du calcaire. Il semble que cet enrichissement peut être dû à une période fraîche et humide alors qu'il existait un certain couvert végétal et une certaine dissolution superficielle, ou à une période chaude et sèche, à pluies d'hiver de type méditerranéen. C'est à dire chaque fois que se développait une ambiance bio-rhexistatique sur les versants et les piémonts. L'apport calcaire est donc ultérieur et appartient soit à une période fraîche immédiatement postérieure à la période bio-pédogénique responsable des argiles, soit à l'interglaciaire suivant chaud et sec et moins altérant. Les faits militent ainsi en faveur d'une pluralité des formations.

Il existe en effet plusieurs types de formations rouges que l'on peut distinguer à partir des débris qu'elles peuvent contenir.

- les formations rouges uniquement argileuses contenues dans le karst. Elles sont apparues au cours du Pleistocène ancien et moyen, peut être dès le Pliocène terminal.

- les formations rouges contenant des débris siliceux et provenant de l'érosion d'une couverture pédogénique Mindel-Riss étalée soit dans les poljés, soit sur les piémonts.

- les formations rouges siliceuses ravinées par des nappes caillouteuses uniquement calcaires.

Ces séries représentent un premier lot d'altérites et les formes de leur évolution.

- les formations rouge-brun contenant des débris calcaires anguleux.

- les formations sablo-argileuses éolisées.

Ces séries constituent un deuxième lot d'altérites et leurs formes évolutives.

Toutes sont d'origine karstique ou pseudo-karstique, pédogénique et remaniées par des processus torrentiels, éoliens ou solifluants.

Leur formation suppose une période de biostasie et de calme tectonique ou à la rigueur une période d'orogénie de type halocinétique. Leur étalement est le résultat d'une crise de rhexistasie, soit sèche quand il y a étalement sous forme de coulées boueuses, soit humide et froide quand il y a interstratification dans les cônes caillouteux. L'instabilité ainsi déclenchée est liée soit à une crise climatique, soit à un rajeunissement du modelé à la suite d'une instabilité tectonique. On remarque justement que les plus grandes dénivellations sont provoquées par les mouvements épeirogéniques et que ceux-ci débutent aux alentours du Mindel, à un moment où l'altération bio-pédogénique (Mindel-Riss) a été la plus forte.

De ces faits, on conclut qu'en Grèce occidentale il y a eu deux périodes bio-altérantes : le Mindel-Riss et les interstades du Würm. Les formations rouges ont également une signification en partie tectonique. L'influence de la tectonique récente se marque en Épire et en Acarnanie par la différence qui existe entre les cortèges phylliteux de ces deux provinces. Chez la première les interstratifiés sont moins nombreux ; chez la seconde ils abondent. Nous y voyons les marques d'un drainage moins bien réalisé en raison d'une plus grande tectonisation de l'Acarnanie. C'est dans cette province que les formes karstiques sont les plus nombreuses. Cette différence est due à une situation géodynamique différente. L'Acarnanie fait partie de l'arc égéen, alors que l'Épire est un rebord continental plus stable.

Le karst est aussi en grande partie Quaternaire.

Les karsts hérités sont peu fréquents et peu étendus. On note celui de la période toarcienne (dolines) et celui que fossilise l'Helvétien à *Confol* (karst littoral superficiel).

Les formes superficielles quaternaires demandent des conditions plus tempérées que méditerranéennes quand elles dépassent une certaine altitude. Les lapiés de ruissellement et les champs de lapiés réclament en effet des précipitations nivales à partir de 800-1 000 mètres. Toutefois on ne peut négliger une corrosion sous forêt en raison de la présence de lapiés bio-pédogéniques jusqu'à 1 000-1 100 mètres.

Les dolines sont d'effondrement quand elles abritent gouffre et ponor et le plus souvent de corrosion. Ces dernières se réalisent à partir du réseau des diaclases et se développent aussi bien lors des phases froides que sous une forêt, lorsqu'elles sont à fond plat et atténuées d'argiles résiduelles. Le ruissellement a pu défigurer les formes karstiques et le gel du dernier maximum froid atténuer les parois des dépressions fermées. Les poljés sont d'autant plus fréquents que l'on a affaire à des calcaires vacuolaires du type brèche diapirique, à des calcaires fissurés en position synclinale comme les calcaires post-liasiques, ou à des calcaires massifs et broyés tels les calcaires liasiques. Les poljés sont localisés à partir de sillons marginaux de diapir, de fossés tectoniques ou d'anciens cours d'eau abandonnés. Ces conditions commandent l'extension de la plaine karstique et sont à l'origine des biefs rencontrés sur les cours d'eau exoréiques.

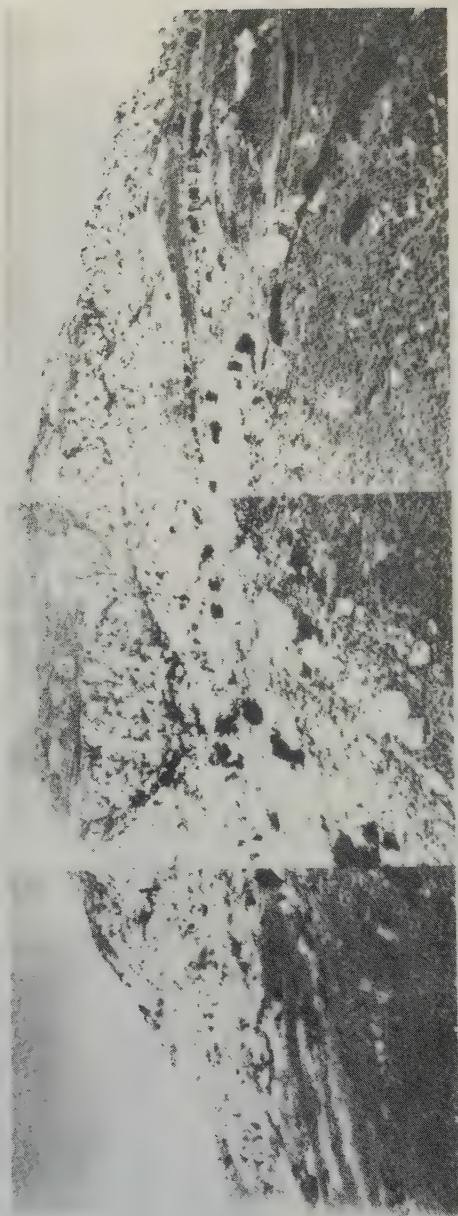
Le réseau hydrographique a pu se développer surtout pendant les périodes d'épeirogénèse en raison du matériel arrachés lors de la phase de soulèvement et en raison des climats froids pendant lesquels les processus de fragmentation peuvent être prépondérants et l'alimentation en eau abondante. Le réseau est ainsi très récent et pour sa plus grande part du Quaternaire. Il est aussi tributaire des topographies atténuées héritées. Les causses et les larges crêtes sont naturellement propices à l'édification d'un manteau neigeux largement étalé et en même temps à sa disparition rapide lors des périodes de fonte. Il est possible que la période la plus efficace pour le creusement ait été celle proche du maximum froid. A ce moment, les versants ne livraient pas un matériel abondant, mais les rivières pouvaient utiliser celui fourni par la

période anaglaciale et les affluents de roche tendre n'embourbaient pas de leur gadoue les thalwegs, les versants étant figés par le gel. Les périodes interglaciaires apparaissent plutôt comme des moments efficaces pour le récupération des vallées envahies de débris lors de la période cataglaciale.

La Grèce occidentale se présente donc comme une région où le modèle est très récent. Il date pour sa plus grande part du Quaternaire. Toutefois, les formes du Pleistocène s'inscrivent dans un contexte morphostructural dont on peut faire remonter l'origine parfois avant la création définitive du continent.

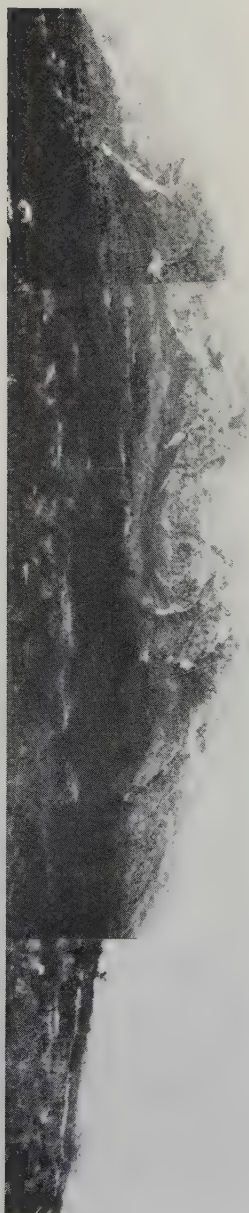
Il nous semble que l'origine parfois lointaine du relief et le modèle récent sont responsables à la fois de sa netteté et de son ambiguïté, un peu à l'image des hommes qui l'ont aussi en partie façonné et dont les ancêtres avaient su distinguer de Kthon à l'énergie rebelle, Gê, la terre au sol nourricier, à l'humus féconde. Dualité qui sans cesse s'est réincarnée à travers plusieurs femmes que le destin a conduit sur ces rives, Pénélope pour Ithaque, Nausicaa pour Corfou, Sapho pour Leucade, Cléopâtre pour Actium.

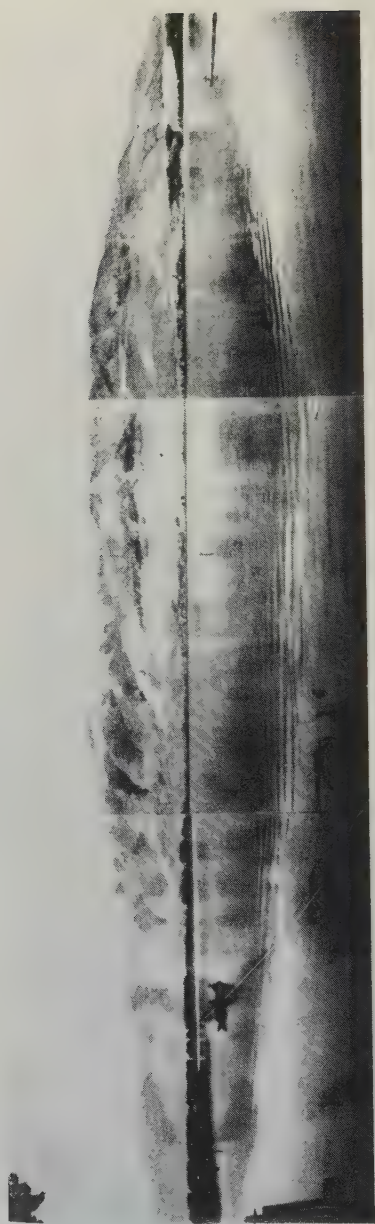


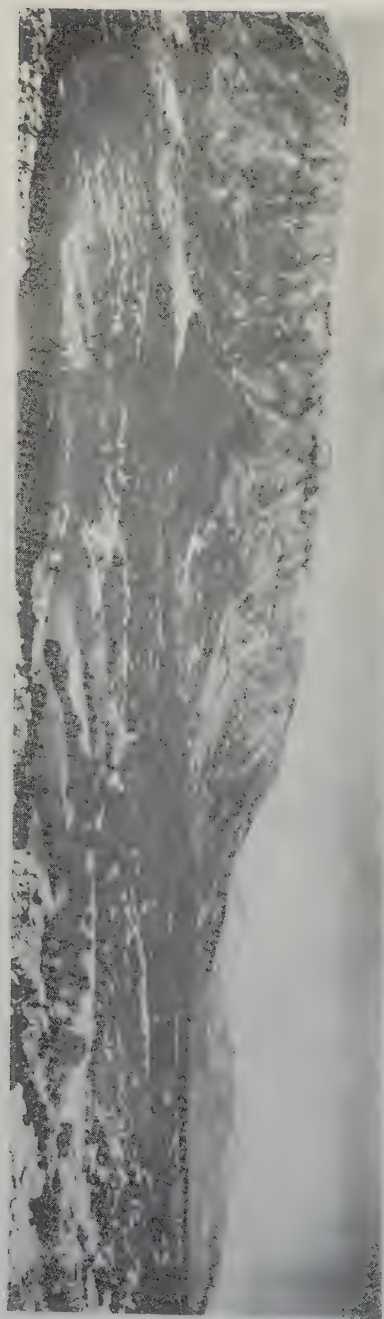


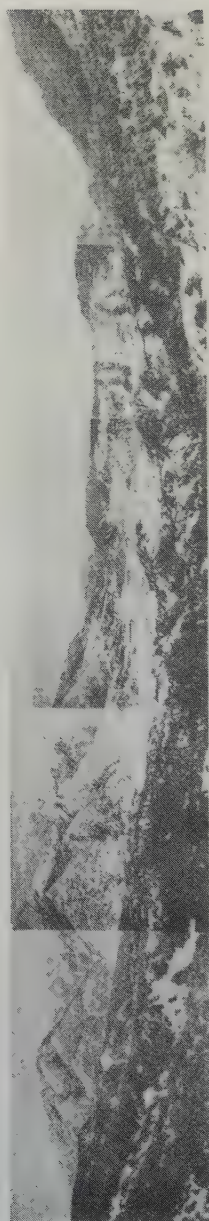




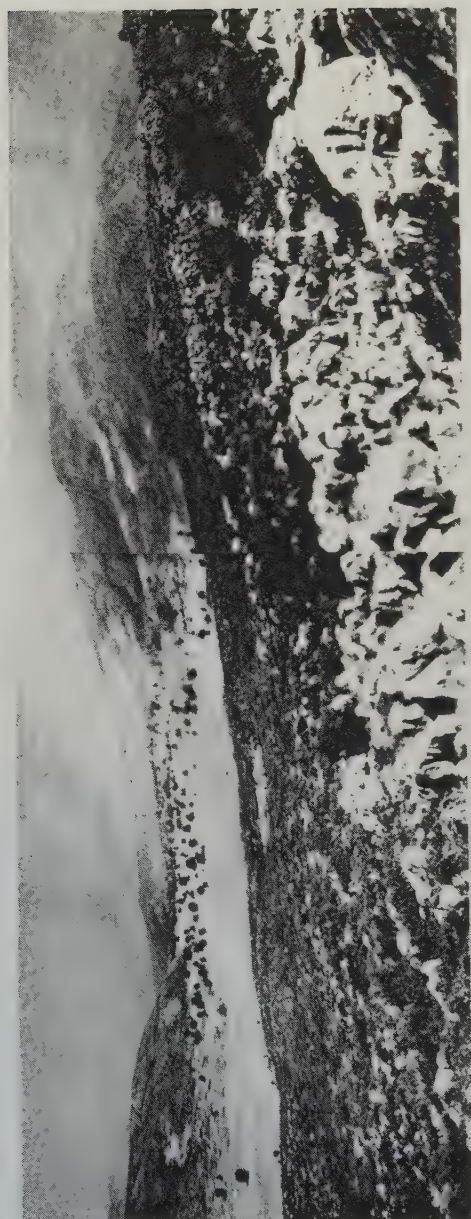


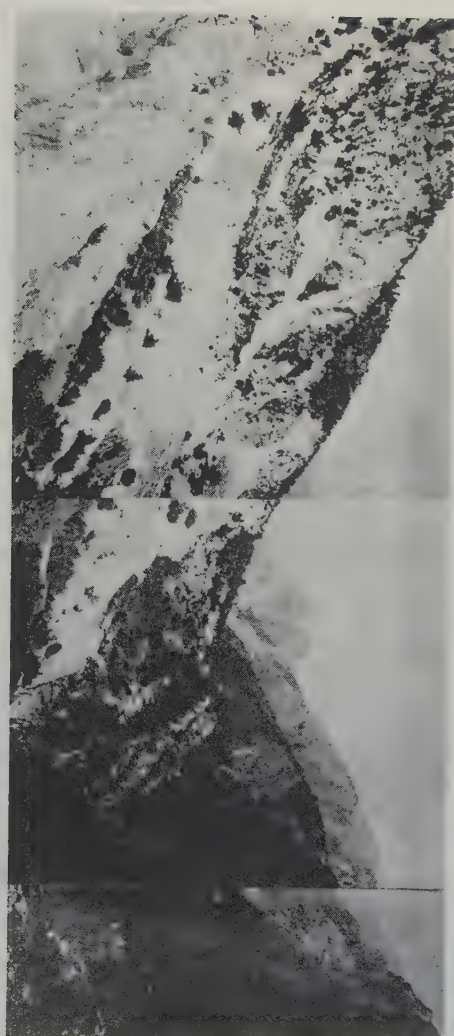














Légende des planches photographiques

Planche n° 1 - Acarnanie. Le Xérovouni d'Acarnanie. Le Mutsoraki.

Grand versant régulier dérivant d'accidents tectoniques au-dessus du couloir étolien où est logé le lac d'Ambracie.

- Au Nord (gauche de la photographie), bloc faillé avec corniche résiduelle au sommet et à mi-pente. Puis longs versants réguliers qu'incisent des chenaux peu profonds. A la base, larges éventails des cônes argilo-caillouteux.

- Au Sud, petits blocs faillés avec corniches obliques révélant le dernier rejeu.

Au premier plan : versant du Stanos avec interfluves cintrés et chenaux d'écoulement en berceau (type nival). A la base, cône argilo-caillouteux.

Planche n° 2 - Versant d'Astakos : le Véloutsia 930 m.

Lourde topographie sommitale avec interfluves surbaissés et rainures de dissolution liées à des lignes de broyage. Désorganisation d'un ancien réseau par approfondissement karstique.

Grand versant d'origine tectonique.

Corniche résiduelle, dégagement de miroirs de faille et ébauche de versants réguliers. A la base, miroir frais.

Au premier plan, tabliers de brèches anciennes, indurés et démantelés.

Ravinement du flysch.

Planche n° 3 - Pli-horst. Bloc du Serékas et du Gavroulia. (Acarnanie Ouest!).

A l'arrière plan : façade orientale du Serékas dominant la plaine de Mytikas. Au plan moyen, le Gavroulia vu vers le NW. Façade Nord orientale ébréchée par les gorges du torrent de Varnakas.

Ce pli-horst est un bloc dissymétrique de Pantokrator (sommet) contreforté par son flanc inverse (pendage inverse visible) de la série post-liasique. Nappes d'éboulis récentes venant se caler sur des lambeaux d'éboulis plus anciens, indurés et démantelés.

Au centre, Val de Varnakas. Synclinal pincé atténué de flysch et d'éboulis.

A l'extrême gauche, cloison de Pantokrator au sommet régulier sur lequel repose le Plio-villafranchien flexuré depuis.

Au premier plan, le flysch du synclinal que domine le versant du Boumistos.

Planche n° 4 - Le versant de Paramythia (Epire)

A l'extrême gauche le Zoumbani extrémité de l'anticlinal de Paramythia ; à l'arrière, le Khionistra, extrémité de l'anticlinal du Souli. Les façades balafrees dominent le couloir déterminé par le décrochement de Pétoussi.

Façade de Paramythia entière de Paramythia à gauche, à Gliki à droite.
Haute façade de Pantokrator (haute corniche) et de dolomie (mi-pente). Versant incisé et nappé d'eboulis (coulières de neige). A la base, basse corniche liée à une exhumation ou à un rejeu tectonique tardif. En oblique, paroi de rejeu. Le piémont est un tablier de brèches anciennes, démantelé et perché par érosion du flysch. Il domine la vallée du Cocyte au premier plan, sorte de sillon marginal de diapir (au Sud) atténué par les alluvions des torrents provenant de Paramythia et de Margariti.

Planche n° 5 - La façade du Serēkas (Zaverdha) Acarnanie; (Partie centrale).

Haute façade dans le Pantokrator.
A gauche, paroi déchiquetée en blocs à partir d'une trame tectonique perpendiculaire. Coulières pierreuses.
A droite, façade à versant régulier brisé par une faille postérieure, à mi-pente, et, à la base, exhumation d'un miroir.
Au premier plan, les tabliers indurés et démantelés reposent sur le Pliocène.

Planche n° 6 - Le Mitsikēli.

Exemple d'une haute topographie dénivelée par un jeu de failles parallèles au pli.
Au premier plan, le lac de Jannina.
Haute topographie dégradée par la neige et le gel.
Incision torrentielle récente.

Planche n° 7 - La façade de l'Olitzaka.

Façade régularisée où les bandes de végétation révèlent les affleurements des schistes à Posidonies dont la répétition est due à un jeu de faille.
Au sommet, lourde topographie liée aux processus de gélivation actuels. Versant régulier, déchiqueté dans la zone du Pantokrator tectoniquement broyé. Limite du manteau neigeux à la hauteur de la reprise d'érosion.
A la base, dissection du flysch du synclinal de Dodone.
Des cônes de déjection holocènes atténuent le val.
Au premier plan, val structural dans le calcaire en plaquettes éocène.

Planche n° 8 - Le contact Monts d'Acarnanie-Xéromēros.

Au fond, le flanc structural du Bergandis avec le sommet dans le Pantokrator et les chevrons dans les calcaires post-liasiques. Le contact entre les deux types de calcaires est tectonisé.
A l'arrière plan (centre du cliché), les lourdes voûtes du Xéromēros dans la région des fenêtres. Au premier plan, le val d'Akhira et sa cuvette désenclavée par le Nisas s'écoulant vers le poljé du Voustri (fond du paysage).
Ensuite la pseudo-cuesta qui dérive du front de chevauchement contreforté à

droite par le Kristoforos, écaïlle de Pantokrator.
Le col de Panaya Persova et le versant du Boumistos chevauchant sur le Flysch.
Au premier plan, le flysch du synclinal d'Akhira que domine un tablier induré
provenant de la démolition du versant septentrional du Boumistos.

Planche n° 9 - Le sommet du Pantokrator à Corfou (900 m).

Au fond, butte résiduelle dans le calcaire de Pantokrator.
Au premier plan, flanc régulier dans le calcaire massif.
En plan moyen, mont dérivé dans la dolomie.
A partir d'une topographie régulière, développement d'un karst. Labyrinthe de dolines à fond de terra rossa. Régularisation des rebords et interfluve chaotique dû au recouplement d'un lapias bio-pédogénique.
Actif processus cryoclastique actuel.

Planche n° 10 - Acarnanie, région d'Archondochori.

Ancienne vallée désorganisée par le karst. A gauche, cône rocheux. Au fond le Boumistos (versant Sud).
Au premier plan, lapias d'origine bio-pédogénique, portant en surcharge des lapiés de ruissellement.

Planche n° 11 - Les gorges de l'Achéron du Sud vers le Nord.

Dissection profonde et violente et éboulisation actuelle dans les versants broyés au dessus d'un val pincé de flysch.

Planche n° 12 - La vallée du Louros du Sud vers le Nord.

Au fond le Tomaros.
La lourde topographie d'atténuation vient buter contre les pentes du Xérovouni et du Tomaros.
Au centre, la vallée du Louros, déterminée en partie par la halotectonique.
Les versants réguliers se développent dans les calcaires en plaquettes.
Au premier plan, un ancien réseau fluvial pliocène atténué au cours du Quaternaire par différents cônes torrentiels.

LES FORMES STRUCTURALES ET TECTONIQUES

-  Surface structurale dans matériel détritico induré
-  Surface structurale dans calcaire
-  Escarpement monoclin d'érosion différentielle
-  Escarpement dans le sens de l'aval-pendage
-  Escarpement non identifié
-  Escarpement tectonique au miroir plus ou moins retouché
-  Escarpement de faille ou de chevauchement éroussé

-  Thalweg en U (calcaire)
-  Ruisseau permanent
-  Rivière permanente (type Louros, Achéron...)
-  Ruissellement diffus sur versant
-  Ruissellement sur versant en friche

LES FORMES DU DOMAINE COTIER

-  Falaise et versant falaise
-  Falaise à ravines
-  Falaise à encoches
-  Falaise à platier
-  Falaise morte
-  Littoral rocheux de submersion
-  Littoral à écueils
-  Cordon littoral ou plage
-  Dune vive
-  Dune indurée
-  Dune fixée

Point côté en mètres et courbes de niveau équidistantes de cent mètres.

LES FORMES D'ÉROSION

-  Versant convexe dans calcaire
-  Versant réglé ou de Richter dans les calcaires
-  Versant dans les roches tendres ou meubles
-  Versant glaciaire peu disséqué
-  Versant glaciaire à ravins
-  Surface d'aplanissement dans calcaires
-  Cône rocheux
-  Rebord de terrasse (selon l'altitude)

LES FORMES KARSTIQUES

-  Collines au sommet à l'éroussé chimique
-  Doline
-  Dépression fermée type ouvala ou boghaz
-  Polje
-  Lapiés avec altérites
-  Lapiés sans altérites

LES FORMES D'ACCUMULATION MARINE OU CONTINENTALE

-  Plage ancienne avec altérites
-  Brèches anciennes
-  Cônes argilo-caillouteux
-  Talus ordonné d'éboulis
-  Talus d'éboulis en vrac
-  Cône torrentiel ancien
-  Cône torrentiel récent
-  Remblaiement alluvial ou colluvial (vallée ou polje)

LES FORMES D'INCISION ET TYPE D'ÉCOULEMENT

-  Ligne de crête
-  Ligne de crête étroite
-  Thalweg saisonnier
-  Thalweg en V

Liste des documents utilisés

1. Cartes topographiques à 1 : 200 000°

Centre national de Statistiques helléniques.
Nomes de Corfou (25), Préveza (39), Thesprotie (17)
Etolie et Acarnanie (1), Céphalonie (24), Leucade (33)
Ioannina (19).

2. Cartes à 1 : 100 000° (Truppenkarte 1940-1944)

Othoni	Kerkyra	Leskoviki	Nestrami	
	Kerkyra	Pogonion	Ioannina	
		Parga	Arta	Agrafa
		Lefkas	Préveza	Agrinion
		Céphalonie	Ithaque	Missolonghi

3. Cartes géologiques

- . à 1 : 200 000°
cartes dressées par J. Brunn et J. Aubouin.
- . à 1 : 100 000°
cartes dressées par I.G.R.S.-I.F.P.
coupures Nord et Sud carte géologique de l'Epire
cartes dressées par I.G.R.S.-B.P.
coupures Lefkas, Missolonghi et Céphalonie.
- . à 1 : 50 000° (Epire seulement) (I.C.R.S.)
Tsamandas, Doliana
Sayiadha, Filiatès, Klimatia, Ioannina, Pramanda
Parga, Paramythia, Thesprotikon
Kanallakion, Arta, Pétas
Lefkas, Paxos, Coupures 1 et 2 Corfou

4. Cartes marines

West Coasts of Greece à 1 : 250 000°
Corfou et côtes de l'Epire à 1 : 100 000°
Céphalonie à 1 : 100 000°

5. Photos-documents ERTS-1. NASA

MSS 5 et 6 (noir et blanc).

Table des Illustrations

N° de figure		Page
n° 1	Situation de la Grèce occidentale dans le domaine des Hellénides.	22 bis
n° 2	Epire : les fondements morphostructuraux du modelé	24 bis
n° 3	Epire orientale	26 bis
n° 4	Epire centrale	28 bis
n° 5	Synclinal de Botzara	30 bis
n° 6	Epire occidentale	32 bis
n° 7	Epire orientale	34 bis
n° 8	L'Acarnanie	36 bis
n° 9	Coupes de l'Acarnanie septentrionale	38 bis
n° 10	Coupes de l'Acarnanie centrale	40 bis
n° 11	Coupes de l'Acarnanie méridionale	42 bis
n° 12	Céphalonie-Ithaque	48 bis
n° 13	Leucade	50 bis
n° 14	Corfou	52 bis
n° 15	Le domaine côtier	54 bis
n° 16	Disposition en Grèce occidentale des séries calcaires	58 bis
n° 17	Organisation structurale de la Grèce occidentale	68 bis
n° 18	Domaine de la Karstification	76 bis
n° 19	Le domaine côtier, les vallées montagnardes, les dépressions et les plaines deltaïques.	78 bis
n° 20	Comparaison entre les documents MSS 5 et MSS 6	84 bis
n° 21	Le delta de l'Achéloos, le couloir étolien et le Xérovouni	86 bis
n° 22	La Grèce occidentale, les domaines géomorphologiques	88 bis
n° 23	Répartition granulométrique des particules argileuses	98 bis
n° 24	Courbes statistiques des diamètres des argiles	100 bis
n° 25	Les familles des éléments fins	102 bis
n° 26	Courbes densimétriques	104 bis
n° 27	Courbes densimétriques	106 bis
n° 28	Diagrammes	108 bis
n° 29	Diagrammes	110 bis

n°30	Diagrammes	112 bis
n°31	Diagrammes	114 bis
n°32	Formations continentales et marines du Néogène	116 bis
n°33	Pliocène du seuil d'Ambracie et du golfe de Mythikas	118 bis
n°34	Versant de Pantokrator	128 bis
n°35	Versant dans les calcaires post-liasiques	132 bis
n°36	Les variations selon l'altitude de la composition du cortège phylliteux des altérites des calcaires	148 bis
n°37	Le versant conforme du Mont Pantokrator à Corfou	172 bis
n°38	Coupes à travers le Mutsoraki et le Mont arakinien	174 bis
n°39	Les dépôts de pente des versants convexes	180 bis
n°40	Versant de l'Amadhéros (Acarnanie)	198 bis
n°41	Les différents profils du versant d'Astakos	202 bis
n°42	Le versant d'Astakos	204 bis
n°43	Escarpement de Paramythia	218 bis
n°44	Les versants du flanc ouest des Monts de Paramythia	228 bis
n°45	Fronts de chevauchement de Margariti et de Parga. Fenêtre d'Ayia	232 bis
n°46	Bassin de Monastiraki et plaine de Vonitsa	244 bis
n°47	Coupes à travers le Haut Xéroméros	253 bis
n°48	Schéma permettant d'expliquer la mise en place d'un Xéroméros	260 bis
n°49	Xéroméros	262 bis
n°50	Flanc occidental	268 bis
n°51	Flanc occidental	270 bis
n°52	Le Haut Xéroméros	272 bis
n°53	Le Haut Xéroméros	274 bis
n°54	La vallée surimposée de l'Achéloos	280 bis
n°55	Poljés de Thirion et de Paliambéla	290 bis
n°56	Poljés de Katouna, Aetos, Bodovinitsa	294 bis
n°57	Mésogée de l'Acarnanie	296 bis
n°58	Poljés de Bambini, Krissovitsa, Prodromos	298 bis
n°59	Mésogée de l'Acarnanie	300 bis
n°60	Les types de lapiés structuraux des calcaires en plaquettes	316 bis
n°61	Plateau de Zitsa-Grammenon	320 bis

n°62	Différents types de poljés	340 bis
n°63	Différents types de poljés	342 bis
n°64	Différents types de poljés	344 bis
n°65	La cuvette de Jannina	346 bis
n°66	Ancien réseau fluvial transformé par le modelé karstique	352 bis
n°67	Le massif du Xérovouni	360 bis
n°68	Le massif du Xérovouni	362 bis
n°69	L'ensemble de Khassidiaris	364 bis
n°70	Coupes à travers le Khassidiaris	366 bis
n°71	Le massif des Thesprotes	368 bis
n°72	Le massif du Louros	370 bis
n°73	Epire de l'Ouest Unité de Parga	372 bis
n°74	Unité de Parga : coupes	374 bis
n°75	Massif de Parga	376 bis
n°76	Evolution du massif	378 bis
n°77	Le versant côtier	380 bis
n°78	Interprétation géomorphologique de l'Unité de Kanallakion	382 bis
n°79	Fragmentation et reconstitution des Piedmonts	390 bis
n°80	Coupes à travers le bassin de Garouna	404 bis
n°81	Coupe du Varathi et du diapiir de Filiatès	406 bis
n°82	Les déformations et les failles de l'Unité de Riza	408 bis
n°83	Les gorges de l'Arakthos	416 bis
n°84	Le cours supérieur du Louros : bassin de Kopani	426 bis
n°85	Le cours moyen du Louros	428 bis
n°86	Les gorges d'Ayios Georgios	438 bis
n°87	Les limites septentrionales du bassin versant du Louros	440 bis
n°88	Les limites méridionales du bassin versant du Louros	442 bis
n°89	Les monts du Souli	448 bis
n°90	Les gorges de l'Achéron	450 bis
n°91	La partie amont du Kalamas	454 bis
n°92	Vallée du Kalamas à travers le Khionistra	462 bis
n°93	Le Kisaros et le Belphran - le crêt de Riziani	482 bis
n°94	Le secteur de Makris Yalos	518 bis
n°95	Les valleuses des écaillles Riss	520 bis
n°96	Le secteur de Skala	522 bis

Liste des cartes hors-texte

1. Carte schématique de Grèce occidentale

2. Carte géomorphologique : Grèce occidentale

- 2.1. Epire
 - coupure N E
 - coupure N W
 - coupure W
 - coupure S E
- 2.2. Acarnanie
 - coupure le couloir étolien
 - coupure le Xéroméros
 - coupure S W - la Haute Acarnanie

Corfou

Parga

Kalamas

Les grands versants de Paramythia, Astakos, Zaverdha

Répartition schématique des accidents de la tectonique du Quaternaire.

Bibliographie

01. AUBOUIN (J.). 1959
Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie.
Paris, Th. Sciences, *An. Géolog. des Pays hell.*, 453 p., 127 fig., 6 pl. h.t., 40 pl. photos., 1 carte géologique à 1 : 200 000°, Biblio.
02. AUBOUIN (J.) 1959
A propos d'un centenaire : les aventures de la notion de géosynclinal.
Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., p. 135-188.
03. AUBOUIN (J.). 1961
Propos sur les géosynclinaux.
Bull. Soc. Géol. France. (7), III, p. 629 - 711
04. AUBOUIN (J.). 1971
Réflexions sur la tectonique de faille plio-quaternaire.
Geol. Rund., T 60, n°3, p. 833-848.
05. AUBOUIN (J.). 1973
Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques : l'exemple des Dinarides. Paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique.
Cr. Réunion des Sciences de la Terre, Paris, p. 51.
06. AUBOUIN (J.). et al. 1960 - 1963
Esquisse de la géologie de la Grèce.
in Livre à la Mémoire de P. Fallot.
Mém. h. sér. Soc. Géol. de France., T.II, p.583-610, fig. et biblio.
07. AUBOUIN (J.) et al. 1968
Précis de Géologie
Paris, *Dunod Université*, 3 tomes. T.1 711 p., T.2 480 p., T.3 549 p.
08. BERGER (W.) 1953
Jungtertiäre Pflanzenreste aus dem Gebiete Agaïs (Lemnos Thessaloniki)
Athènes, *An. Géol. Pays hell.*, Tome 5, p. 34-64
09. BERTHOIS (L.). 1968
Analyse microgranulométrique des sédiments.
Paris, *Cours CDU*, 168 p.
10. BERTRAND (G.). 1964
Esquisse biogéographique de la Liebana. Massif cantabrique. Espagne.
La dynamique actuelle des paysages.
Rev. Géogr. Pyr. et Sud-Ouest. t. 34, p.225-262.
10. BERTRAND (G.). 1968
Paysage et géographie physique globale. Esquisse méthodologique.
Rev. Géogr. Pyr. et Sud-Ouest. T. 38, fasc. 3, p. 249-272.

10. BERTRAND (G.). 1972
Les structures naturelles de l'espace géographique, L'exemple des
montagnes cantabriques centrales (NW de l'Espagne).
Rev. Géogr. Pyr. et Sud Ouest., T. 43, fasc.2, p. 175-206.
11. BIJU DUBAL. 1973
Données de géologie sous-marine en Méditerranée orientale d'après
les profils de sismique réflexion.
Cr. Réunion annuelle des Sciences de la Terre. Paris.
12. BIROT (P.) 1949
Essais sur quelques problèmes de morphologie générale.
Lisbonne, *Centro de Estudios geográficos*, 176 p., 29 fig.
13. BIROT (P.). 1954
Problèmes de morphologie karstique.
Ann. de Géo., p.161-192, 5 fig., 2 pl.h.t.
14. BIROT (P.). 1955
Les méthodes de la morphologie.
Paris, *Presses Univ. France*, coll. "Orbis", 178 p., 16 fig.
15. BIROT (P.). 1958
Morphologie structurale. 2 tomes : Structure statique et formes
structurales élémentaires et Types d'évolution du relief. Théories
orogéniques.
Paris. *Presses Univ. France*, Coll. "Orbis",
T. 1 et T. 2 264 p., 78 fig., 4 pl. h.t.
16. BIROT (P.) 1959
Précis de géographie physique générale.
Paris, A. Colin édit., 1^o édit. 403 p., 82 fig. Biblio., XXII pl.h.t.
17. BIROT (P.). 1959
Géomorphologie de la région de Delphes.
Bull. Corr. Hell., I, p. 258-274.
18. BIROT (P.). 1961
Esquisse de la géomorphologie de la Crète.
Bull. Sect. Géogr. du Comité des Trvx hist. t. LXXXIII, p.1-43
19. BIROT (P.). 1965
Les formations végétales du globe.
Paris, SEDES, 508 p.
20. BIROT (P.). 1965
Critères des déformations tectoniques quaternaires (spécialement dans
le monde méditerranéen).
Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., Vol. VII, fasc.3, p.185-195, 6 fig.

21. BIROT (P.) 1965
Esquisse morphostructurales des Montagnes dinariques dans le domaine hellénique.
Ann. de Géo., N°405, p. 513-533.
22. BIROT (P.). 1969
La géomorphologie quaternaire dans les régions méditerranéennes principalement d'après les publications françaises.
in Etudes françaises sur le Quaternaire. Supplément au *Bulletin de l'AFEQ*, VIII^e Congrès intern. de l'INQUA., p.173-192.
23. BIROT (P.). 1970
Les régions naturelles du globe.
Paris, *Masson et Cie.*, 380 p., Biblio., 109 fig.
24. BIROT (P.) et DRESCH (J.). 1953 et 1956
La Méditerranée et le Moyen Orient.
T.1 La Méditerranée occidentale. T.2 La Méditerranée orientale et le Moyen Orient.
Paris, *Presses Univ. France*, coll. "Orbis". T.1 542 p., 56 fig., 12 pl.ph., T.2 520 p., 83 fig., 4 pl. photos., Biblio.
25. BIROT (P.) et al. 1959
Etude du problème des premiers stades de l'altération de quelques roches.
An. Agr. Série A., 3, p. 193-265.
26. BIROT (P.) et GABERT (P.) 1964
La Méditerranée et le Moyen Orient. Réedit.
Paris. *Presses Univ. France*. Coll. "Orbis". 2^e édit. revue.
27. BIROT (P.) et al. 1966
Le relief calcaire.
Paris, *Cours CDU*, 238 p. Biblio., 28 fig.
28. BIROT (P.) et al. 1968
Contribution à l'étude de la désagrégation des roches.
Paris, *Cours CDU*, 233 p., 17 fig.
29. BIROT (P.) et al. 1969
L'influence du climat sur la sédimentation continentale.
Paris, *Cours CDU*, 219 p.
30. BIZON (G.) 1967
Contribution à la connaissance des foraminifères planctoniques d'Epi-
re et des îles ioniennes (Grèce occidentale) depuis le Paléogène
supérieur jusqu'au Pliocène.
Paris, *I.F.P. édit. Technip.*, 142 p., Biblio., 22 fig in texte +
1 album de planches (XXIX), photos et 10 fig.

31. BONNEFONT (J.C.) 1972
La Crète, étude morphologique.
Thèse, Lettres, Paris IV, 845 p. + 1 carte H.T., Biblio. photos et illustr.
32. BORNOVAS (J.). 1960
Observations nouvelles sur la géologie des zones pré-apuliennes et ioniennes (Grèce occidentale).
Bull. Soc. géol. de France, (7), II, p. 410-414.
33. BORNOVAS (J.). 1964
I Geologia tis Nisou lefkados. Geological Study of Leukas Island.
Athènes, I.G.R.S., T. X, vol. 1, 142 p. 21 pl. h.t., 32 fig. 1 carte à 1 : 50 000°. Lefkas.
34. BOUT (P.) 1953
Etude de géomorphologie dynamique en Islande.
Paris., *Exp. pol. Fr.*, T.3., 220 p.
35. BOTTEMA (S.) 1967
Appendix. A late quaternary pollen diagram from Ioannina, Northwestern Greece, p.26-29
in : The climate, Environment and Industries of Stone Age, Greece, Part. III.
Processing Prehistoric Society., n°1, p.1-29.
36. BOUSQUET (B.) 1971
D'Actium au Saut de Sapho : morphologie littorale de l'île de Leucade (Grèce occidentale).
3° Congrès Intern. de la Mer. Nantes-La Baule (1969)
Publication in "*Ouest Médical*", 24° An., n°10, p.1111-1124.
37. BOUSQUET (B.) 1972
Un niveau d'abrasion marine quaternaire à Corfou.
4ème Congrès intern. de la Mer Dinard-Saint Malo. 10 p. 2 fig.
38. BOUSQUET (B.) et CHARRE (J.P.) 1969 et 1970
39. Les Monts Valtou.
Rev. Geogr. Alp. T. LVII, fasc. 4, p. 759-781 et T. LVIII, fasc. 4, p. 649-669, 6 pl. ph. h.t.
40. BOUSQUET (B.) et BARBAROUX (L.) 1972
Examen au microscope électronique à balayage de grains de sables de diverses origines. Essai de typologie, signification environnementale.
Bull. B.R.G.M., 2° Série, Section IV, n°4, p.3-31, 2 fig., 6 pl. h.t.
41. BOUSQUET (B.) et SELIER (D.) 1972
Présentation de la carte géomorphologique d'un secteur de la vallée de l'Ognon.
Cahiers Nantais, N°5, p.99-112, 1 carte.

42. BRUNET (R.) 1968
Les phénomènes de discontinuité en Géographie.
Mém. et Doc. CNRS, n° 117 p., 30 fig., Biblio.
43. BRUNN (J.) 1956
Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale.
Paris, Th. Sciences, AN, *Géo. Pays Hell.*, Vol. II, 358 p., Biblio. 76 fig., 20 pl. h.t., 1 carte en couleurs.
44. CAYEUX (L.) 1935
Les roches sédimentaires de France. Les roches carbonatées.
Paris, Masson et Cie, Fasc. I, 319 p., 4 fig., Fasc. 2, p. 321-463, 5 fig., 26 pl.
45. CHALINE (J.) 1972
Le Quaternaire : histoire humaine dans l'environnement.
Paris, *Doïn*, 338 p., fig.
46. CHAMLEY (H.) 1967
Possibilité d'utilisation de la cristallinité d'un minéral argileux (illite) comme témoin climatique dans les sédiments récents.
Paris, Ch. Ac. Sc., t. 265, p. 184-187.
47. CHAMLEY (H.) 1968
Sur le rôle de la fraction sédimentaire issue du continent comme indicateur climatique durant le Quaternaire.
Paris, Ch. Ac. Sc., t. 267, p. 1262-1265.
48. CHAMLEY (H.) 1969 (a)
Intérêt de l'étude chiffrée des minéraux argileux par diffraction des rayons X, pour la connaissance des paléo-climats. Exemple des sédiments de la Méditerranée Nord-Occidentale.
Comm. 1^o Colloque d'analyse par rayonnement X. Montpellier, CGR, Recherches et Industries, pré-print 10 p.
49. CHAMLEY (H.) 1969 (b)
Intérêt paléoclimatique de l'étude morphologique d'argiles méditerranéennes.
Téthys, 1 (3), p. 923-926.
50. CHAMLEY (H.) 1971
Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée.
Th. Sciences. Marseille 401 p., Biblio., XV pl. h.t., 82 fig.
51.
Cartographie morphologique. 1972 (J. Tricart).
CNRS, *Mém. et Doc.*, 267 p. + 1 pochette de documents.
52. CORBEL (J.) 1959
Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie).
Annales de Géographie, n° 366, p. 97-120.

53. DALLONI (M.) 1923.
Contribution à l'étude des terrains tertiaires de la Thessalie et de l'Épire.
Bull. Soc. Géol. de France, (4), XXIII, p. 284-294.
54. DEBELMAS (J.) 1960.
Réflexion sur la genèse du relief subalpin.
Rev. Géogr. Alpine, T. XLVIII, fasc. 4, p. 571-584.
55. DEMANGEOT (J.) 1965.
Géomorphologie des Abruzzes adriatiques.
Paris, Th. Lettres. CNRS Mém. et Doc.- 403 p., Biblio., fig. et pl. h.t.
56. DERCOURT (J.) 1970
L'expansion océanique actuelle et fossile. Ses implications géotectoniques.
Bull. Soc. Géol. France, (7), XII, n°2, p. 261-317.
57. DERCOURT (J.) 1972
Le Jurassique supérieur : un temps de bouleversement paléogéographique dans les Hellénides.
Cr. Réunion Sciences de la Terre. Paris, p. 163.
58. DEWEY (J.F.) et BIRD (J.M.) 1970.
Plate tectonics and geosynclines.
Tectonophysics, vol. 10, p. 625-638.
59. DORPFELD (W.) 1927
Alt Ithaka.
Munich, 2 tomes, 300 p., 89 pl. ph., 20 pl.
60. DUCHAUFOR (Ph.) 1965
Précis de pédologie.
Paris, Masson et Cie, 2° Edit., 481 p., 78 fig.; Biblio., 23 pl. h.t.
61. DUFAURE (J.J.) 1964
Recherches morphologiques dans le Nord du Péloponèse.
Bull. Sect. Géogr. Cam. Tr. Hist. Sc., p.321-388.
62. DUFAURE (J.J.) 1964
Problèmes de néotectonique dans le Péloponèse.
Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn., p. 185-196.
63. DUFAURE (J.J.) 1969
Sur quelques déterminations de minéraux argileux dans le Néogène et le Quaternaire du Péloponèse.
in. P. Birot, 1969, *CDU*, p. cit. 29.
64. DUFAURE (J.J.) 1970
Niveaux d'abrasion marine quaternaires autour du Péloponèse.
Ann. de Géogr., 433, p.325-342.

65. DUNOYER de SEGONZAC (G.) et KUBLER (B.) 1967
La cristallinité de l'Illite
Bull. Tech. des Soc. du groupe ERAP, 27, p.16-41.
66. DUNOYER de SEGONZAC (G.) et CHAMLEY (H.) 1968
Sur le rôle joué par la pyrophyllite comme marqueur dans les cycles sédimentaires.
Paris, *Cr. Ac. Sc.*, t. 267, p. 274-277.
67. ELHAI (H.) 1964
Les paysages végétaux au Quaternaire en Europe occidentale.
Paris, *Cours CDU*, 121 p., 3 tabl., 30 fig. Biblio.
68. ELHAI (H.) 1968
Biogéographie.
Paris, *Coll. U A. Colin*, 406 p., 38 fig. h.t., 70 fig. Biblio.
69. ENJALBERT (H.) 1968
La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux. Essai de chronologie.
Mém. et Doc. CNRS, Vol. 4, p. 296-327.
70. ENJALBERT (H.) 1972
Les reliefs inachevés.
in *Mélanges A. Meynier*, La pensée géographique française contemporaine, p. 269-289.
71. ERICSON (D.B.) et al.
The Pleistocene Epoch in Deep-sea sediments.
Science, vol. 146, N°3645, p. 723-732.
72. ESCALON de FONTON (M.) 1967 (1969)
Les séquences sédimento-climatiques du Midi méditerranéen du Wurm à l'Holocène.
Bull. Mus. Anthropol. préhist. Monaco., 4, p. 125-185/
73. ESTEOULE-CHOUX (J.) 1967
Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn.
Th. Sciences, Rennes, 319 p., Biblio.
74. FABRICIUS (F.) et al.
Die Oberflächensedimente der Strasse von Otranto. (Mittelmeer).
Geol. Rundsch., vol. 60, p. 160-162.
75. FAUGERES (L.) 1969
Problèmes de géomorphologie en Macédoine occidentale (Grèce). Analyse^e du relief et dépôts corrélatifs.
Méditerranée, (10), n°2, p. 101-145.
76. FAUGERES (L.) 1969
La Macédoine occidentale.
in. P. Birot (1969) (op. cit. 29).

77. FENELON (P.) 1968
Vocabulaire français des phénomènes karstiques.
Paris, *Mém. et Doc. CNRS*, vol. 4, p.13-68.
78. FENELON (P.) et NICOD (J.) 1963
Paysages et problèmes helléniques.
Bull. Soc. géogr. Marseille, T. LXXIV, n° 4, p. 5-53, 2 ph., 4 fig.
79. GABERT (P.) 1952
Les plaines du Pô et leur piémont.
Paris, Th. Lettres, *Edit. Ophrys*, 551 p., Biblio, Fig.
80. GABERT (P.) et LAUTRIDOU (J.) 1970
Comportement au gel de quelques calcaires de la région d'Aix en
Provence.
Centre de Géomorphologie, CNRS, Caen, *Bull.* n°6, p. 67-72.
81. GALANOPOULOUS (A.G.) 1955
Seismiki geographi tis Ellads (Géographie sismique de la Grèce).
Annals geologiques des Pays helléniques, p. 83-121, 1 carte.
82. GALANOPOULOS (A.) 1965
On Mapping of Seismic Activity in Greece.
Annali di Geofisica, Rome, vol. XVI, n°1, p. 37-100.
83. GALIBERT (G.) 1965
La haute montagne alpine.
Thèse Lettres, 405 p., Biblio., Fig. et photos.
84. GILLET (S.) 1962
Remarques sur les Gastéropodes de quelques gisements du Pliocène
et du Quaternaire d'Epire.
Cr. Acad. Athènes, t. 37, p. 260-273, p. 1-II
85. GLANGEAUD (L.) 1968
Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures
de la Méditerranée occidentale.
Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn. (2), vol. X, fasc. 2, p. 83-135
86. GOGUEL (J.) 1965
Traité de Tectonique.
Paris, Masson et Cie, 457 p., 215 fig.
87. GOURINARD (Y.) 1954
Isostasie et déformations quaternaires dans le Nord-Ouest algérien.
Cr. XIX^e Congr. Géol. Intern., Alger, IX, p. 21-38
88. GUILCHER (A.) 1954
Morphologie littorale.
Paris, coll. *Orbis*, 215 p., fig., Biblio.

89. GUILCHER (A.) 1973
Lord Howe : l'île à récifs coralliens la plus méridionale du monde.
Bull. Ass. Géogr. Français, N° 404-405, p. 427-437.
90. GUILLIEN (Y.) 1964
Les grèzes litées comme dépôt cyclithémique.
Zeit für Glöm., 5, p. 55-58.
91. GUILLIEN (Y.) 1965
Grèzes litées et bancs de neige.
Géologie en Mjnbouw, p. 103-112.
92. GUILLIEN (Y.) et LAUTRIDOU (J.) 1970
Recherches de gélifraction expérimentale du centre de géomorphologie.
Calcaires des Charentes.
Centre de Géomorphologie, CNRS, CAEN, *Bull.* n°5, 45 p., 4 pl. ht.
93. HAGEDORN (J.) 1970
Zum Problem der Glatthänge.
Zeit. für Glöm., 14, 1, p. 104-113
94. HAMMOND (N.G.L.) 1966
Epirus
Oxford, Clarendon Press, 847 p., fig., pl. ph., Biblio.
95. HERMANN (F.) 1951
Écoulement et serrage final dans les Alpes occidentales.
Cr. Ac. Sciences, Paris, CCXXXII, 28/3/1951
Structure et écoulement dans les Alpes occidentales.
Cr. Ac. Sciences, Paris, CCXXXII, 19/3/1951
96. HEUZEY (L.) 1860
Le mont Olympe et l'Acarnanie.
Paris, 494 p.
97. HIGGS (E.S.) et al. 1964, 1966, 1967.
The Climate, Environment and Industries of Stone Age Greece.
Phoc. Prehistoric Society., n°12, p. 199-244, n°1, p. 1-29
98. I.G.R.S.-B.P. Institut de Géologie et Recherches du Sous-sol et
British Petroleum Ltd. C° (Athènes-Londres). 1971
The geological Results of Petroleum Exploration in Western Greece.
Athènes, I.G.R.S., N°10, 73 p., 6 pl. h.t., 10 fig. 3 cartes à
1/100 000° 1) Lefkas, 2) Mesolonghion, 3) Kephallinia.
99. I.G.R.S.-I.F.P. Institut de Géologie et Recherches du Sous-sol et Institut
Français du Pétrole, 1966.
Etude géologique de l'Épire (Grèce nord-occidentale).
Paris, Edit. Technip., 306 p., 101 fig., 9 pl. h.t., Biblio. 2 cartes
à 1/200 000°. Coupures N et S : carte géologique de l'Épire.

100. JOLY (J.) 1968
Une formation quaternaire peu connue ; les systèmes de base de corniche.
Cr. Ac. Sc., D, t. 266, p. 559-562.
101. KARNICK (V.) 1968
Map of epicenters 1800-1967
Geophys. Inst. Prague.
102. KERAUDREN (B.) 1970, 1971, 1973.
Les formations quaternaires marines de la Grèce.
Paris, Th. Sciences, publiée in *Bull. du Musée d'Anthropologie pré-historique*, Monaco, fasc. 16 et fasc. 17, p.5-148, 8 pl. ph., 22 fig. et p. 87-169, p. XIII-XV, et fig. 23-42
103. KLEIN (C.) 1960.
La notion de rythme en morphologie.
Norv. VII, n° 28, p. 373-387.
104. KRAFT (J.C.) 1972
A Reconnaissance of the Geology of the Sandy Coastal Areas of Eastern Greece and the Peloponnese.
Collège of Marine Studies, *University of Delaware*, Newark Delaware, July, 160 p., 62 fig. 7 pl. ph.
105. LAMOUREUX (M.) 1967
Contribution à l'étude de la pédogénèse des sols rouges méditerranéens.
Sci. Soil; 2, p. 55-86.
106. LAMOUREUX (M.) 1971
Etude de sols formés sur roches carbonatées (pédogénèse fersiallitique du Liban).
Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, vol. IX, n°3, p. 365-370.
107. LAMOUREUX (M.), PAQUET (H.), MILLOT (G.) 1973
Evolution des minéraux argileux dans les sols du Liban.
Pédologie, XXIII, 1, p. 53-71, 3 fig. 17 ref. bibl.
108. LEHMANN (1954)
Das Karstphänomenen in den verschiedenen Klimazonen
Erdkunde, VIII, p. 112-139.
109. LELONG (F.) 1969
Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française).
Sciences de la Terre, Mém. n° 14, 188 p. 24 fig., 28 tabl. 4 pl. ht.
110. LE RIBAUT. 1973
L'exoscopie.
Paris, *Thèse 3ème cycle*, 48 p. 6 pl.

111. LEMEE (G.) 1967
Précis de Biogéographie.
Paris, Masson et Cie, 358 p., Tabl. et fig., Biblio.
112. LEONTARIS (L.) 1969
Geomorphologische Forschungen über das Becken der Aetoloakarnanischen Seen.
I.G.R.S., p. 641-695.
113. LUCAS (J.) 1962
La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias.
Mem. Serv. carte géol. Alsace-Lorraine., 23, 1-102.
114. LUCAS (J.) et al. 1959
Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés.
Bull. Serv. Carte Géol. Alsace Lorraine., 12; 21-31.
115. LUMLEY et al. 1969
La stratification du Wurm II dans le SE de la France d'après le remplissage de la grotte de l'Hortus.
VII^e Congr. de l'Union Intern. pour l'Etude du Quaternaire., INQUA, Paris, Res. des comm., p. 220
116. Mc KENZIE (D.P.) 1970
Plate Tectonics of the Mediterranean Region.
Nature, 226, p. 239.
117. MARANKOUDAKI. 1967
Géologie et micropaléontologie de Corfou.
I.G.R.S., T. XIII, vol. 1, 60 p.
118. MATTAUER (M.) 1973
Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution sédimentaire et tectonique de la couverture sédimentaire du socle hercynien.
Paris, Cr. Journées annuelles des Sciences de la Terre, p. 291.
119. MATTAUER (M.) 1973
Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre,
Paris, Hermann, collection méthodes, 493 p., Biblio., Index, fig. et photos.
120. MASSEPORT (J.) 1960
Le Diois, les Baronnies et leur avant pays rhodanien.
Th. Lettres, 478 p., 60 fig. 12 pl. Photos.
121. MENESSIER (G.) 1959
La zone karstique de Blaque-Meyanne entre Bargemon et Bravès (Var).
Ann. de Géol., XIV (1-2), p. 68-71.

122. MERCIER (J.) et al. 1972
Déformation déduite de l'analyse des failles en surface et déformation déduite des mécanismes au foyer des séismes (Un exemple : la région de Paphos, Chypre).
Athènes, 3th. Meeting of UNEP-UNESCO, Survey of the Seismicity of the Balkan Region, pre-print, 8 p.
123. MERCIER (J.) et al. 1972
Déformations en compression dans le Quaternaire des rivages ioniens (Céphalonie, Grèce) données néotectoniques et sismiques.
Athènes. Réunion de la Commission internationale pour l'Exploration scientifique de la Mer Méditerranée, XXIII, pre-print, 6 p.
et in Ch. Ac. Sc., Paris, t. 275, Série D, p. 2307-2310.
124. MILLOT (G.) 1964
Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie.
Paris, Masson et Cie, 499 p., Biblio., Index, 78 fig.
125. NASA. 1972
Earth Ressources Technology Satellite.
Goddard Space Flight Center., 197 p.
126. NICOD (J.) 1963
Problèmes de morphologie karstique.
Médit., N°4, p. 15-25.
127. NICOD (J.) 1967
Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire.
Th. Lettres, Mém., Méditerranée, Etudes et Travaux n°5, 510 p., Fig., Biblio.
128. NICOD (J.) 1968
Premières recherches de morphologie karstique dans le massif du Durmitor (Monténégro).
Méditerranée, (9), n°3, p. 187-216.
129. NICOD (J.), 1969,
Poljés karstiques de Provence. Comparaison avec les poljés dinariques. Etudes et travaux.
Méditerranée, n°8.
130. NICOD (J.) 1970.
Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire de quelques formes karstiques superficielles.
Ann. de Géogr., N°433, p. 311-324
131. NICOD (J.), 1972
Quelques remarques sur la dissolution des dolomies.
Bull. Assoc. Géogr. Fran. ; n° Colloque de karstologie et de spéléologie. n° 389-390, p. 247-257.

132. NICOD (J.) 1972
Pays et paysages du calcaire.
Paris, *Presses Univ. de France*, coll. "Le Géographe", 244 p., 8 tabl.,
31 fig., Biblio.
133. NICOD (J.) 1973
Les versants calcaires dans les pays sous climat actuellement tempéré,
essai sur les relations des phénomènes périglaciaires et karstiques.
in *Mélanges A. Meynier*, p. 305-320.
134. PAQUET (H.) 1970
Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et
les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastés.
Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine, Strasbourg, 30, 212 p.
135. PECHOUX (P.Y.) 1970
Traces d'activités glaciaires dans les montagnes de Grèce centrale.
Rev. géogr. alpine., t; LVIII, p. 211-224.
136. PERTHUISOT (Y.) 1972
L'évolution structurale d'un diapir tunisien : le djebel Ech. Cheid.
Rev. Géogr. Phys. et géol. Dynam., (2), vol. XIV, fasc. 2, p. 145-152.
137. PHILLIPSON (A.) 1958
Die griechischen Landschaften. Eine Landskunde 2/2. Das westliche
Mittelgriechenland und die westgriechische Inseln.
Frankfurt., Réédit. 410 p.
138. POUQUET (J.) 1971
Les Sciences de la Terre à l'heure des satellites.
Paris, *Presses Universitaires de France*, coll. *le Physicien*, 289 p.,
Biblio., 30 fig., + 4 suppl. cart.
139. PUISSEGUR (J.J.) 1963
Les mollusques et leur signification climatique dans le gisement
paléolithique de Genay (Côte d'Or).
Bull. Soc. Bourgogne, t. 21, p. 159-170/
140. RAFFY (J.) 1969
Les argiles dans les sédiments des Apennins centrales.
in P. Birot, 1969, (op. cit. 29).
141. RENAULT (Ph.) 1957
Sur deux processus d'effondrement karstique.
Ann. Spéléo., XII, p. 28-29.
142. RENAULT (Ph.) 1967 (1968)
Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques
dans la spéléogénèse.
Thèse Sciences, Ann. de Spéléo., t. 27 et t. 28.

143. RENAULT (Ph.) 1970
La formation des cavernes.
Paris, coll. *Que sais-je*, 120 p.
144. RENZ (C.) 1955
Die vorneogene Stratigraphie der normal sedimentaren Formationen Griechenlands.
Athènes, I.G.R.S., XVI, 637 p., pl. I-IV.
145. RUELLAN (A.) 1970
Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes: les sols à profil; calcaire différencié des plaines de la Basse Moulouya (Maroc oriental).
Paris, ORSTOM, (54), 302 p., 41 fig., XIX tabl., 8 pl. h.t., Biblio.
146. RUELLAN (A.) 1971
L'histoire des sols quelques problèmes de définition et d'interprétation.
Cah. ORSTOM, sér. Pédologie, vol. IX, n°3, p. 335-343.
147. RUHLAND et al. 1973
Etude de la fracturation naturelle des roches associée à divers modèles structuraux.
Paris, Ch. Réunion annuelle des Sciences de la Terre, p. 374.
148. SANNEMAN (D.) 1968
Diapirism and Diapir.
Americ. Ass. of Petroleum Geologists, Mém. n°8, Tulsa.
149. SAUVAGE (J.) et al. 1973
Présence d'une microflore prétéglienne et tiglienne dans les formations plio-pleistocènes d'Eubée occidentale (Grèce).
Paris, Ch. Ac. Sc., Série D, t. 276, p. 693-696.
150. SEGALEN (P.) 1964
Le fer dans les sols.
ORSTOM, Paris, 4, 150 p., 25 fig., Biblio.
151. TESSIER (R.) et ALOUGES (A.) 1969
Principes généraux de la détection à distance.
CNES et University of Michigan, p1-71
152. TRICART (J.) 1963
Géomorphologie des régions froides.
Paris, Presses Univ. France, coll. Orbis, 281 p., 38 fig., 12 pl.
153. TRICART (J.) 1965
Principes et méthodes de la géomorphologie.
Paris, Masson et Cie, 496 p., Fig. et Biblio.

154. TRICART (J.) 1968
Précis de géomorphologie I. Géomorphologie structurale.
Paris, SEDES, 322 p., 114 fig., Biblio.
155. TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) 1961
Le modelé des chaînes plissées.
Paris, Cours CDU, 244 p., 85 fig., Biblio.
156. TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) 1963-1965
Introduction à la géomorphologie climatique.
Paris, Cours CDU et SEDES, 306 p., 50 fig., Biblio.
157. TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) 1963
Initiation à l'étude des sables et des galets.
Paris, CDU, SEDES, 2 tomes, 369 p., et données chiffrées.
158. TRICART (J.) et CAILLEUX (A.) 1968
Le modelé des régions sèches.
Paris, SEDES, 472 p., 44 fig., 51 ph. h.t., Biblio., Index.
159. TRICART (J.), CAILLEUX (A.) et RAYNAL (R.) 1962
Les particularités de la morphogénèse dans les régions de montagne.
Paris, Cours CDU, 136 p., 31 fig.
160. TRICART (J.) et al. 1972
Cônes rocheux, pédiments, glaciés.
Ann. Géo., n° 443, p. 1-24
161. TRUSHEIM (F.) 1968
Diapirism and Diapir.
Americ. Ass. of Petroleum Geologists, Mém. n°8, Tulsa.
162. VATAN (A.) 1967
Manuel de sédimentologie.
Paris, Edit. Technip, 397 p., fig. et tabl., Biblio.
163. VAUMAS (E. de) 1955
La structure et le modelé de la Bekaa.
Bull. Soc. Géol. d'Egypte., t. XXXI, p. 5-65.
164. VAUMAS (E. de) 1963
Sur la succession des processus géomorphologiques en Méditerranée
au cours d'une glaciation quaternaire.
Paris, Cr. Ac. Sc., t. 256, p. 2879-2882.
165. VAUMAS (E. de) 1963
Sur les grèzes litées de la vallée du Kambos et du littoral de Femos
(Chypre) et la formation des glaciés en période froide.
Paris, Cr. Ac. Sc., T. 258, p. 1326-1328.
Sur la succession des processus géomorphologiques en Méditerranée au
cours d'une glaciation quaternaire.
Paris, Cr. Ac. Sc., T. 256, p. 2879-2882.

165. VAUMAS (E. de) 1963
 Sur les caractéristiques morphologiques des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire (glacis d'érosion en roche tendre).
 Paris, *Cr. Ac. Sc.*, t. 256, p. 3163-3166.
 Sur la morphogenèse des versants périglaciaires non fonctionnels de solifluction laminaire (glacis d'érosion en roche tendre)
 Paris, *Cr. Ac. Sc.*, t. 256, p. 3329-3332.
166. VAUMAS (E. de) 1964
 Phénomènes périglaciaires à Chypre et formation de glacis en période froide.
Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn., n° 14, p. 72-80.
167. VAUMAS (E. de) 1965
 Phénomènes cryo-géniques et systèmes morphogéniques en Méditerranée orientale.
Rev. géogr. Phys. et Géol. Dyn., Vol. VI, fasc. 4, p. 291-311.
168. VAUMAS (E. de) 1968
 Phénomènes karstiques en Méditerranée orientale.
 Paris, *Mém. et Doc. CNRS*, Nette série, Vol. 4, p. 197-280.
169. VERDEIL (P.) 1960
 Contribution à l'étude des phénomènes karstiques en Languedoc.
Th. Sciences, Montpellier.
170. VEYRET (P.) 1956
 La cluse de Grenoble : contribution à l'étude du relief plissé.
Rev. Géogr. Alpine, XLIV, p. 297-310.
171. VITA-FINZI, 1968
 The mediterranean Valley Geological Changes in historical Times.
Cambridge University Press., 140 p. , 43 fig. 43 ph.
172. WEYDERT (P.) 1968
 La morphologie karstique de l'extrémité orientale des Monts du Vaucluse.
 Paris, *Mém. et Doc. CNRS*, Vol. 4, p. 149-184.

I N D E X

A. Index thématique Régional

1. Grèce occidentale

- caractères généraux p. 67 et ss.
75 et ss.
84 et ss.
- domaine côtier p.
- formations superficielles p. 137
- grands versants p. 199, 214, 247
- karst p. 353
- réseaux et bassins versants hydrographiques p.
- paléogéographie p. 358 et ss.
- principe d'organisation p. 527 et ss.

2. Acarnanie.

- caractères généraux p. 35 et ss.
- monographie régionale
 - versant Amadhéros p. 197
 - Astakos 201
 - Boumistos 211
 - Gavroulia 209
 - Kalkitsa 197
 - Mutsoraki 171
 - Mont arakinien 171
 - Stanos 171-175
 - Ser Ekas 209-237
 - Vitsi 166
 - piémont Monastiraki-Vonitsa 237
 - unités morpho-structurale
 - mont d'Acarnanie p. 159-169, 195 et ss.
 - Xéroméros p. 257 et ss.
 - Xérovouni p. 307 et ss.

3. Épire.

- caractères généraux p. 25 et ss., p. 451
- monographie régionale
 - versants Driscos p. 159
 - Farmakovouni p. 166, p. 481
 - Koudentron p. 165
 - Margariti p. 232
 - Paramythia p. 217
 - Parga p. 232
 - Thesprotes p. 166
 - Tomaros-Olytzaka p. 211
 - Xérovouni p. 165-171

- dépressions Jannina	p. 346
- unités morphostructurales	
Epire orientale	p. 363 et ss.
Kassidiaris	p. 366 et ss.
Mazarakio-Souli	p. 366 et ss.
mont du Louros	p. 368-370
Parga	p. 371 et ss.
Kanallaki	p. 386 et ss.
Xérovouni	p. 307 et ss.
- vallées Araktos	p. 415 et ss.
Louros	p. 423 et ss.
Achéron	p. 447 et ss.
Kalamas	p. 453 et ss.

4. *Domaine côtier et îles ioniennes.*

- caractères généraux	p. 47 et ss.
- Evolution littorale	p. 513 et ss.

B. Index thématique général.

I. Les caractéristiques morpho-structurales

I.1. *Structure.*

- caractéristiques : résistance, compétence	p. 62
- plis	p. 67
- failles	p. 68 et ss.
- structure et relief	p. 72 et ss.
- structure et modelé	p. 75 et ss.
	p. 157 et ss.

I.2. *Lithologie*

- colonne sédimentaire	p. 57
- soubassement calcaire	p. 58
- série paléogènes et néogènes	p. 59 et ss.
	p. 389 et ss.
- lithologie, relief, modelé	p. 64
	p. 75-76

I.3. *Tectonique*

- type de déformations	p. 67, p. 359 et ss.
- type de faille	p. 68 et ss.

- types de contacts entre grands variétés morpho-structurales p. 43 et ss.
- bandes de broyage p. 258 et ss.
- types de versants p. 195 et ss.
- chronologie des phases tectoniques p. 401 et ss.

II. Les formations superficielles et chronostratigraphie

II.1. *Chronostratigraphie.*

- Mézozoïque p. 58
- Paléogène p. 59 et ss., p. 389
- Néogène p. 114 et ss., p. 391 et ss.
- Quaternaire p. 143 et ss.
- p. 189 et ss.

II.2. *Formations superficielles argileuses*

- texture du matériel p. 97 et ss.
- constituants argileux p. 107 et ss.
- séries paléogènes p. 109 et ss.
- série néogènes p. 113 et ss.
- paléosols quaternaires p. 111 et ss., p. 126
- les milieux édaphiques p. 137 et ss.
- p. 149 et ss.

II.3. *Formations superficielles détritiques.*

- caractères généraux p. 180 et ss.
- dépôts de pente p. 179 et ss.
- p. 189 et ss.
- p. 201 et ss.
- p. 217 et ss.
- p. 237 et ss.

III. Evolution morphologique

III.1. *Evolution des formes structurales.*

- caractères généraux p. 79
- bande de broyage p. 266 et ss.
- topographie d'érosion néogène et quaternaire p. 359 et ss.
- p. 405 et ss.
- systèmes morphogéniques p. 398 et ss.

III.2. Grands versants.

- situations structurales p. 67, 69, 75
- définitions et critères p. 153 et ss.
- typologie p. 157
 - versants structuraux p. 159 et ss.
 - versants convexes p. 169 et ss.
 - parois calcaires p. 195 et ss.
- versants de vallées p. 416, p. 423 et ss.
- signification morphologique p. 247 et ss.

III.3. Karst.

- fondements lithologiques p. 58, p. 76, p. 282.
- le cadre morphostructural p. 258 et ss.
 - bande de broyage p. 307 et ss.
 - causse p. 338 et ss.
 - karst d'altitude p. 282 et ss.
 - dolines p. 301 et ss.
 - poljés p. 333 et ss.
- le modelé p. 337 et ss.
 - lapiés p. 311 et ss.
 - dolines p. 284 et ss.
 - poljés p. 320 et ss.
- monographie p. 289 et ss.
 - Xéroméros p. 338 et ss.
 - Xérovouni p. 311 et ss.
- le fluvio-karst p. 282 et ss.
 - Xéroméros p. 307 et ss.
 - Xérovouni p. 352 et ss.

III.4. Les vallées.

- caractères généraux p. 77
- dissection karstique et fluvio-karst p. 323 et ss.
 - dissection karstique p. 352 et ss.
 - dissection fluvio-karst p. 423 et ss.
- vallées montagnardes p. 445 et ss.
 - vallées montagnardes p. 412 et ss.

III.5. Paléogéographie

- héritages pré-orogéniques p. 29
- héritages post-orogéniques p. 80
- organisations littorales p. 40
- paléogéographie hégène p. 114
- paléogéographie quaternaire p. 137
- paléogéographie côtière p. 519
- paléogéographie continentale p. 359 et ss.

III.6. *Domaine côtier.*

- limites littorales actuelles p. 40 et ss.
- îles ioniennes p. 47 et ss.
- définition du domaine côtier p. 52, 79, 514
- étude générale
 - paléogéographie paléogène p. 389 et ss., p. 516
 - néogène p. 392 et ss.
 - quaternaire p. 519 et ss.
 - domaine côtier et tectonique p. 517 et ss.

TABLE DES MATIERES

Avant propos	p. 1
Résumés français et anglais	p. 4
<u>Introduction : la Grèce occidentale. Les limites et les propriétés géographiques.</u>	p. 21
LIVRE PREMIER : GEOGRAPHIE d'UNE CONTREE des HELLENIDES	p. 23
<u>Première Partie : Les régions de la Grèce occidentale</u>	p. 24
<i>Chapitre 1 - L'EPIRE UN REBORD CONTINENTAL EXTERNE</i>	p. 25
1. Les contrées de l'Épire	p. 25
1.1. L'Épire orientale, une montagne méditerranéenne.	p. 25
1.2. L'Épire creuse, un modèle de ruissellement	p. 26
1.3. L'Épire occidentale, une mosaïque d'unités structurales	p. 28
2. Les caractéristiques morphologiques.	p. 29
2.1. Les facteurs structuraux : importance des héritages pré-orogéniques.	p. 29
2.2. Les caractères morphologiques : du modèle post-orogénique aux héritages du Quaternaire. Le modèle actuel.	p. 30
3. Conclusion : l'Épire, rebord continental exoréique.	p. 34
<i>Chapitre 2 - L'ACARNANIE, UN BLOC ISOLE</i>	p. 35
1. Les trois contrées de l'Acarnanie	p. 35
1.1. les Acarnanies : juxtaposition d'unités structurales.	p. 35
1.2. les physionomies de l'Acarnanie	p. 38
1.3. L'Acarnanie comme une île du domaine côtier égéen	p. 40
2. L'Acarnanie, positions et valeurs des contacts	p. 40
2.1. Les limites littorales : les fluctuations du domaine côtier.	p. 40
2.2. Les limites internes : tectonisation et évolution morphologique	p. 43
3. L'Acarnanie, organisation d'un bloc isolé	p. 44
<i>Chapitre 3 - LE DOMAINE COTIER. LA DESORGANISATION d'UN REBORD CONTINENTAL.</i>	p. 47
3.1. Céphalonie et Ithaque	p. 47
3.2. Leucade et Corfou	p. 49
3.3. Essai de définition du domaine côtier	p. 52
Conclusion de la Première Partie	p. 54

<u>Seconde Partie : Les données structurales du relief et les caractères du modèle de la Grèce occidentale</u>	p. 56
Chapitre 4 - LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	p. 57
1. La colonne sédimentaire	p. 57
1.1. Le soubassement calcaire	p. 58
1.2. Les séries détritiques pré- et post-orogéniques	p. 59
2. Le rôle structural de la colonne sédimentaire	p. 62
2.1. L'échelle de résistance	p. 62
2.2. L'échelle des compétences	p. 63
3. Caractéristiques fondamentales de la couverture sédimentaire et leurs répercussions sur le relief.	p. 64
Chapitre 5 - LES DEFORMATIONS DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE	p. 67
1. Les plis	p. 67
1.1. Les types de plis	p. 67
1.2. Le style de plissement	p. 68
2. Le réseau des failles.	p. 68
2.1. Les types d'accidents	p. 69
2.2. Hiérarchie des accidents	p. 70
2.3. Le groupement des accidents	p. 71
2.4. Les types d'organisation tectoniques	p. 71
3. Le rôle des déformations dans le relief et le modèle.	p. 72
Chapitre 6 - LES CARACTERES DU MODELE	p. 75
1. Les données structurales et le modèle	p. 75
1.1. Couverture plissée et faillée : les grands versants singuliers.	p. 75
1.2. Couverture calcaire : le karst	p. 76
2. Les formes d'érosion et d'accumulation du modèle	p. 77
2.1. Les incisions et les vallées	p. 77
2.2. Les dépressions et les plaines	p. 78
2.3. Le littoral et le domaine insulaire	p. 79
3. L'évolution du modèle	p. 79
3.1. L'évolution des formes structurales	p. 79
3.2. L'importance des dégradations successives	p. 80
4. L'étude du modèle. Documents et méthodes.	p. 80
Conclusion de la Seconde Partie.	p. 82

<u>Troisième Partie : L'organisation régionale des caractéristiques morpho-structurales et morpho-climatiques de la Grèce occidentale.</u>	p. 84
1. Les enseignements tirés des documents pris de l'espace.	p. 84
2. Les étapes morpho-climatiques.	p. 88
3. Les données géomorphologiques.	p. 82
Conclusion de la Troisième Partie.	p. 89
Conclusion sur le Livre Premier	p. 91
 LIVRE SECOND : LES TRAITS FONDAMENTAUX DU MODELE, LES GRANDS VERSANTS ET LE KARST, LEURS SEDIMENTS CORRELATIFS ET LEURS FORMATIONS SUPERFICIELLES	 p. 93
<u>Première Partie : Signification des argiles en tant que sédiments corrélatifs et formations superficielles des grands versants et du karst.</u>	p. 95
Chapitre 7 - LA TEXTURE DU MATERIEL ARGILEUX.	p. 97
1. Situation topographique et lithologique des échantillons.	p. 97
2. Méthodes d'étude	p. 98
3. Les résultats	p. 99
3.1. Nature des sédiments	p. 99
3.2. Les familles	p. 100
3.3. Les caractéristiques des terres	p. 101
Chapitre 8 - LES CORTEGES PHYLLITEUX	p. 107
1. Les argiles de séries sédimentaires tertiaires et leurs altérites.	p. 109
1.1. Les argiles du flysch et de la molasse	p. 109
1.2. Les altérites développées aux dépens des flyschs et des molasses.	p. 111
2. Les argiles des formations pliocènes et de leurs altérites.	p. 113
2.1. Essai de stratigraphie du Pliocène du domaine côtier	p. 114
2.2. Les argiles du pliocène	p. 120
2.3. Les altérites superficielles développées aux dépens du pliocène.	p. 123
3. Les argiles du Quaternaire	p. 126
3.1. Les conditions bio-climatiques actuelles	p. 126
3.2. Les phyllites des terres rouges des calcaires	p. 127
3.3. Les cortèges phylliteux des argiles de piémont.	p. 134

Chapitre 9 - LES SOLS ROUGES DE GRECE OCCIDENTALE.
SIGNIFICATION MORPHO-CLIMATIQUE ET STRATI-
GRAPHIQUE. ESSAI D'INTERPRETATION. p. 137

1. Signification morpho-climatique p. 137
 - 1.1. Particularités des sols. Bilan hydrique p. 137
 - 1.2. Bilan pédogénique p. 139
 - 1.3. Le dynamisme du versant en Grèce occidentale p. 140
2. Signification stratigraphique p. 143
 - 2.1. Essai de stratigraphie des formations quaternaires. p. 143
 - 2.2. Le quaternaire récent de Grèce occidentale p. 145

Conclusion générale: Les différents milieux pédogéniques p. 149

Deuxième Partie : Les grands versants p. 151

Chapitre 10 - DEFINITION ET SIGNIFICATIONS D'UN GRAND VERSANT:
DIMENSION, FREQUENCE et CARACTERES PRINCIPAUX. p. 153

1. Importance des grands versants en Grèce occidentale. p. 153
2. Particularité des grands versants. p. 153
3. Les critères qui permettent de définir les types et les aspects des grands versants. p. 154
 - 3.1. Premier critère : les facteurs structuraux p. 154
 - 3.2. Le deuxième critère repose sur la symétrie de leur orientation p. 156
 - 3.3. Le troisième critère souligne la variété des parois et des talus détritiques. p. 156
4. La typologie des versants : fondements du cloisonnement. p. 157

Chapitre 11 - LES VERSANTS STRUCTURAUX, p. 159

1. Les versants structuraux dans les séries détritiques pré- ou post-orogéniques. p. 159
 - 1.1. Les versants de collapse structure, versants structuraux d'anticlinal étroit. p. 159
 - 1.2. Les versants des structures faiblement gauchies ou ployées. p. 161
2. Les versants structuraux dans les calcaires post-liasiques : versants de flancs conformes. p. 165
 - 2.1. Les versants à pente uniforme p. 165
 - 2.2. Les versants à chevrons et à vires p. 166

<i>Chapitre 12 - LES VERSANTS CONVEXES.</i>	p. 169
1. <i>Les conditions structurales et tectoniques des versants peuvent être à l'origine de la convexité.</i>	p. 170
1.1. Les facteurs structuraux : fondement de la convexité des versants.	p. 171
1.2. Les facteurs tectoniques : fondement de la convexité des versants.	p. 171
2. <i>Le développement des pentes d'érosions convexes sur les versants structuraux plissés ou faillés est lié à la stabilité du niveau de base.</i>	p. 173
2.1. Les versants convexes formes de versants d'érosion.	p. 173
2.2. Les escarpements au sein des versants convexes.	p. 175
3. <i>La convexité du versant est en relation avec le passé climatique pleistocène.</i>	p. 176
3.1. Les processus morphogéniques d'origine mécanique.	p. 177
3.2. L'enseignement des dépôts de pente, des dépôts endogés et des accumulations du bas de versant.	p. 179
3.3. Caractères généraux et signification des accumulations.	p. 189
4. <i>Signification morphogénique des versants convexes</i>	p. 190
<i>Chapitre 13 - LES PAROIS CALCAIRES.</i>	p. 195
1. <i>Les escarpements à facettes.</i>	p. 196
1.1. Les escarpements isolés à facettes calcaires	p. 197
1.2. Les escarpements à facettes sous couverture sédimentaire post-orogénique.	p. 199
1.3. Signification des versants à facette	p. 199
2. <i>Les escarpements de pli-horst.</i>	p. 200
2.1. Analyse du versant type : l'escarpement calcaire d'Astakos.	p. 201
2.2. Les versants du Gavroulia et du Ser Ekas	p. 209
2.3. Les versants du Boumistos et du Tomaros-Olytzoka.	p. 211
2.4. Signification des versants de pli-horst.	p. 214
3. <i>Les parois calcaires des plis déversés.</i>	p. 216
3.1. La paroi de Paramythia	p. 217
3.2. Le versant de Margariti	p. 232
3.3. Le versant de Parga	p. 235
3.4. Signification et chronologie des parois épirotes.	p. 236
3.5. Le versant d'Epikepsis et le versant de Zaverdha.	p. 237

Chapitre 14 - CONCLUSIONS GENERALES	p. 247
<u>Troisième Partie : Le modèle karstique</u>	p. 255
Chapitre 15 - LE XEROMEROS, KARST D'UN CALCAIRE CATACLASE	p. 257
1. La particularité tectonique du Xéroméros.	p. 258
1.1. La mise en place du Xéroméros	p. 258
1.2. Les régions du Xéroméros	p. 262
1.3. Les types morpho-structuraux	p. 264
2. L'individualisation morpho-structurale d'un Xéroméros.	p. 266
2.1. Le front occidental : évolution d'un front de déversement.	p. 267
2.2. L'escarpement oriental et sa constitution	p. 270
2.3. Le Haut Xéroméros	p. 274
2.4. Le naufrage morphologique du Bas Xéroméros	p. 279
3. Le karst, modèle exclusif d'un xéroméros.	p. 282
3.1. Particularité lithologique et mise en évidence de l'activité karstique superficielle d'un xéroméros.	p. 282
3.2. Dolines de corrosion et dolines d'effondrement.	p. 284
3.3. Les étapes de la dégradation karstique ; les poljés.	p. 289
4. Le modèle karstique d'un xéroméros : caractéristiques, évolution et types morphologiques.	p. 301
Conclusion	p. 314
Chapitre 16 - UN TYPE DE CAUSSE EN GRECE OCCIDENTALE : LES XEROVOUNIS.	p. 307
1. Le cadre morphostructural et le modèle du karst	p. 307
2. Les lapiés.	p. 314
3. Les dépressions fermées.	p. 320
4. La dissection du Xérovouni	p. 323
5. Conclusion : le modèle karstique d'un Xérovouni	p. 333
Chapitre 17 - LE KARST d'ALTITUDE ET LES DEPRESSIONS. LES CARACTERISTIQUES d'UN KARST MEDITERRANEEN DANS LES CALCAIRES MASSIFS.	p. 337
1. Le karst d'altitude	p. 337
2. Les dépressions karstiques	p. 338
2.1. Caractéristiques et typologie	p. 339
2.2. Evolution et processus	p. 344
3. La cuvette karstique de Jannina	p. 346
3.1. La cuvette de Jannina : coalescence de plusieurs types de dépressions.	p. 346
3.2. Evolution de la cuvette	p. 347

4. Le fluvio-karst des massifs calcaires.	p. 352
Conclusion générale à propos du modèle karstique.	p. 353
Conclusion générale du Livre Second	p. 355
LIVRE TROISIEME : LE CADRE MORPHOLOGIQUE DE LA GRECE OCCIDENTALE OU LES ETAPES DE LA FORMATION DU RELIEF.	p. 357
<u>Première Partie : Le modèle des sommets</u>	p. 358
Chapitre 18 - DEGRADATION DES FORMES DE PLISSEMENT.	p. 359
1. Les grandes unités structurales.	p. 359
1.1. pour l'Epire	p. 359
1.2. pour l'Acarnanie	p. 361
2. Mise en évidence de la dégradation des plis.	p. 362
2.1. Le bourrelet anticlinal de l'Epire orientale	p. 363
2.2. Le Kassidiaris, les monts du Souli et de Mazarakhia.	p. 366
2.3. La partie méridionale de l'unité du Louros	p. 368
2.4. Le massif du Louros	p. 370
2.5. Les unités morphostructurales	p. 371
3. Réalité de la topographie d'atténuation pré- et post-orogénique.	p. 386
Chapitre 19 - LES PROCESSUS DE LA DEGRADATION AU COURS DU NEOGENE.	p. 389
1. Le type de matériel pré-orogénique	p. 359
1.1. Les flyschs	p. 339
1.2. La molasse du Burdigalien	p. 391
2. Les séries détritiques et marines post-orogéniques	p. 392
2.1. Les séries miocènes	
2.2. Les séries pliocènes.	
3. Les systèmes morphogéniques au cours du néogène	p. 398
CHAPITRE 20 - RYTHMES TECTONIQUES ET PALEOGEOGRAPHIQUE AU COURS DU NEOGENE. LA MISE EN PLACE PROGRESSIVE DU RELIEF DE LA GRECE OCCIDENTALE.	p. 401
1. Les phases pré-orogéniques.	p. 401
1.1. Phase du Lias supérieur	p. 401
1.2. Phase aquitano-burdigalienne	p. 402
2. La phase du Burdigalien supérieur	p. 403
3. Les phases mio-pliocènes.	p. 404
3.1. La phase du Miocène supérieur (messinien)	p. 404
3.2. Les phases intra et post-pliocènes	p. 404
4. La phase du Pleistocène ancien.	p. 405
Conclusion	p. 409

<u>Deuxième Partie</u> :	<u>Les vallées montagnardes du réseau hydrographique</u>	p. 412
	Le réseau hydrographique : caractères et problèmes	
Chapitre 21 -	LES BASSINS VERSANTS DE L'EPIRE ORIENTALE : L'ARAKTHOS, LE LOUROS, L'ACHERON.	p. 415
1.	La vallée de l'Arakthos.	p. 415
1.1.	L'adaptation à la structure	p. 416
1.2.	La constitution de la vallée	p. 416
1.3.	Les anciens modelés	p. 419
1.4.	La genèse de la vallée	p. 422
2.	La vallée du Louros	p. 423
2.1.	Le tracé de la vallée	p. 423
2.2.	Les limites du bassin versant du Louros	p. 440
2.3.	Le Louros : type d'organisation d'une vallée dans un massif calcaire.	p. 445
3.	La vallée de l'Achéron	p. 447
3.1.	L'inadaptation de l'Achéron	p. 447
3.2.	La genèse de la vallée	p. 449
4.	Comparaison de l'évolution entre les trois fleuves de l'Epire.	p. 451
Chapitre 22 -	LE KALAMAS : TRACE, LIMITES ET GENESE DE LA VALLEE ET DU BASSIN VERSANT.	p. 453
1.	La vallée et le bassin du Haut Kalamas	p. 453
1.1.	Le cadre structural et le tracé du fleuve	p. 453
1.2.	L'apparition des ensembles et des gouttières.	p. 454
1.3.	La constitution de la vallée	p. 457
2.	Le Bas Kalamas et les inadaptations successives.	p. 461
2.1.	Les cluses orientales	p. 462
2.2.	La traversée de la cuvette de Riziani et du synclinal d'Ayii Pantès par le Kalamas et ses affluents.	p. 472
2.3.	Les cluses occidentales du Kalamas et de ses affluents.	p. 481
2.4.	L'inadaptation du Kalamas à travers l'Epire de l'Ouest.	p. 485
Chapitre 23 -	LES TYPES d'ORGANISATION DES RESEAUX ET DES BASSINS.	p. 495
1.	Problèmes de l'inadaptation et constitution des bassins.	p. 495
2.	Le principe d'organisation des réseaux hydrographiques.	p. 502
3.	L'élaboration des vallées.	p. 504
Conclusion Générale.		p. 511

<u>Troisième Partie : Le domaine côtier</u>	p. 513
1. <i>La constitution du domaine côtier</i>	p. 514
2. <i>La disposition morphostructurale du domaine côtier.</i>	p. 517
3. <i>Les fluctuations du domaine côtier du Quaternaire.</i>	p. 523
<i>Conclusion</i>	p. 524
Conclusion Générale sur le Livre III	p. 525
CONCLUSION GENERALE : COMPOSITION ET CARACTERES MORPHOLOGIQUES de la GRECE OCCIDENTALE	p. 527
Légende des planches photographiques	p. 543
Légende des illustrations et des cartes hors texte	p. 547
Liste des documents utilisés	p. 549
Table des illustrations	p. 550
Liste des cartes hors texte	p. 553
Bibliographie	p. 555
Index	p. 571
Table des Matières	p. 577

